

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA
CENTRO UNIVERSITARIO DEL NORTE
INGENIERIA GEOLÓGICA
GEOLOGÍA DE GUATEMALA



ACTUALIZACIÓN DEL LÉXICO ESTRATIGRAFICO DEL BLOQUE MAYA EN
GUATEMALA

CUARTO AÑO, OCTAVO CICLO

CHRISTOPHER PEDRO OSWALDO CHÉN BAC	200441548
SERGIO ESTUARDO SOLARES GARCÍA	200540077
FREDY ROLANDO CARBONELL SUEVERN	200540117
DULCE CORAZÓN DE TERESA LEAL SOSA	200640009
BYRON ROLANDO ROMÁN TECÚ	200640027
PAOLA MARIANA LIGORRIA MACZ	200640030
LUIS FELIPE VALIENTE	200640718
LEONARDO MICHAEL CHÉN CÚ	200740101
RICARDO ENRIQUE MILIÁN DE LA CRUZ	200740115
WALTER OLIVERIO YAT MORÁN	200740117

COBÁN ALTA VERAPAZ, NOVIEMBRE 19 DEL 2010.

INDICE GENERAL

DESCRIPCION	PAG.
Terrenos Tectonoestratigráficos de Guatemala, una aproximación a su clasificación y distribución espacial	2
Complejo Chuacús	
Complejo Chuacús Centro	7
Complejo Chuacús Oeste	21
Complejo Chuacús Este	31
Cuerpos Intrusivos	
Granito Rabinal	67
Granito Matanzas	88
Secuencia Salamá	97
Estratigrafía del Grupo Santa Rosa	112
Formación Chicol	113
Formación Sacapulas	115
Formación Tactic	118
Formación Esperanza	121
Formación Chóchal	129
Formación Todos Santos	142
Formación San Ricardo	158
Formación Cobán	169
Formación Campur	187
Formación Angostura	196
Formación Actelá	204
Grupo Verapaz	212
Formación Chemal	214
Formación Sepur	217
Formación Lacandon	243
Grupo Petén	248
Formación Cambio	249
Formación Reforma	252
Formación Santa Amelia	254
Formación Buena Vista	256
Formación Toledo	260
Formación Desempeño	263
Formación Lacantun	266
Formación Caribe	269
Formación Río Dulce	275
Formación Herrería	284
Formación Armas	292
Recomendaciones	299

TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE GUATEMALA, UNA APROXIMACIÓN A SU CLASIFICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

Un terreno es una masa o entidad geológica que se caracteriza por sus paquetes líticos, los cuales le imprimen una historia geológica particular que lo asocia a un dominio paleogeográfico específico y lo hace ser una pieza única en el cinturón orogénico.

También ha sido definido como un paquete de rocas delimitadas por fallas y con una estratigrafía distintiva que caracteriza un asentamiento en particular. Se caracterizan por la yuxtaposición de paquetes rocosos coevos, utilizando los criterios como:

- Paleobiogeografía
- Paleomagnetismo
- Estratigrafía física
- Estilos estructurales
- Tipos de metamorfismo.

Un terreno no debe ser confundido con una unidad lítica, con una provincia fisiográfica o una provincia geológica.

Para determinar diferentes tipos de terrenos se utilizan los elementos de juicio como:

- Conjunto petrotectónico
- Dominio paleogeográfico

De acuerdo a su naturaleza pueden ser simples o compuestos, en base a la magnitud de desplazamiento estos son autóctonos (con conjuntos petrotectónicos del mismo dominio paleogeográfico) y exóticos (con yuxtaposiciones que involucran diferentes dominios de paleolatitudes distintas).

Un aspecto importante para la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos es que el límite entre ellos debe estar marcado por fallas de movimiento lateral. La identificación de estos tiene como finalidad la restauración de elementos paleogeográficos a su posición geográfica original.

Los terrenos tectonoestratigráficos están estrechamente vinculados a la cinemática de las placas tectónicas. Los procesos tectónicos directamente relacionados a la existencia de terrenos incluyen:

- Convergencia
- Acreción tectónica
- Transcurrencia
- Colisión

En base a lo desarrollado anteriormente Ortega-Gutiérrez (2006) dividió de manera aproximada a la República de Guatemala en seis terrenos tectonoestratigráficos, los cuales de norte a sur son:

- Terreno Maya
- Terreno Achí
- Terreno Jacalateco
- Terreno Sula
- Terreno Yoro
- Terreno Chortí

EL BLOQUE MAYA Y LOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS

El Bloque Maya constituye la parte continental del sur de la Placa Norteamericana y comprende la península de Yucatán, Belice, Norte de Guatemala, y el sudeste de México. El Bloque Maya fue cabalgado por un complejo ofiolítico alóctono durante el Maastrichtiano denominado El Tambor.

En Guatemala el Bloque Maya tiene un basamento metamórfico bien expuesto a lo largo de su límite Sur, en la Cordillera Central de Guatemala (departamento de Baja Verapaz), (Dengo, 1985).

Las rocas más antiguas del Bloque (Complejo Chuacús) consisten de rocas metamórficas Paleozoicas o más antiguas que están cubiertas por rocas sedimentarias del Paleozoico Tardío: Grupo Santa Rosa, cuyo límite superior (Formación Tactic) es Wolfcampiano (Vachard et al., 1997) y la Formación Chóchal, que Vachard et al., (1997) determinaron su edad, basándose en el contenido de fusulínidos y algas, como Leonardiana - Roadiana, pero con varios notables diacronismos (Morán et al., 2001). Una importante discontinuidad regional separa los estratos Paleozoicos de las capas rojas de la Formación Todos Santos del Kimmeridgiano al Oxfordiano (Fourcade et al., 1994), las cuales están cubiertas por dolomitas y calizas de la Formación Cobán del Aptiano – Santoniano (Fourcade et al, 1994).

Estos depósitos a su vez, están cubiertos por depósitos turbidíticos de la Formación Sepur del Maastrichtiano (Fourcade et al., 1994). Esta última formación, Michaud et al., (1992) sugieren agruparla con la Formación Chemal porque tienen litologías muy comparables y fácilmente identificables en el campo.

Localmente, durante un corto período de extensión después de la orogenia Laramídica, fueron depositados sedimentos clásticos continentales (Formación Subinal) del Eoceno. En El Petén, los sedimentos del Terciario Tardío incluyen tanto rocas clásticas como Carbonáticas y representan una transgresión marina sobre la mayor parte del Bloque Maya (Donnelly et al., 1990).

A raíz de las investigaciones más recientes y de nuevas metodologías aplicadas para la comprensión de la evolución paleogeográfica de terrenos, estilos estructurales, complejidad de la litología y el grado metamórfico, siendo alto al sur, bajo al centro y por la existencia al norte de rocas sedimentarias de plataforma y talud submarino con contenido faunal amplio; se ha propuesto dividir al bloque Maya en tres terrenos tectonoestratigráficos, siendo estos el Terreno Maya al norte, el Terreno Achí al centro y el Terreno Jacalteco al sur, este último puede ser denominado Terreno Chuacús teniendo como fundamento que la totalidad de su extensión corresponde con la del Complejo del mismo nombre.

TERRENO MAYA

El Terreno Maya (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993) es un terreno cortical que comprende la Península de Yucatán, parte de la planicie costera del Golfo de México y el sureste de México, Belice y el norte de Guatemala. Los límites propuestos para dicho terreno son al norte la Plataforma carbonatada de Yucatán y al sur el sistema de fallas Cuilco-Chixoy-Polochic.

En un estudio sobre la evolución tectónica de México, Sedlock et al., 1993, se dividió al Terreno Maya en tres provincias geográficas: la Provincia del Norte, la Plataforma de Yucatán y la Provincia del Sur que comprende el estado de Chiapas y Noreste de Oaxaca, así como la parte norte de Guatemala.

Al sur de este terreno existe un complejo ofiolítico denominado El Tambor (Sedlock et al., 1993), el cual fue emplazado sobre el margen sur del Bloque Maya durante el Maastrichtiano.

La Península de Yucatán está compuesta por una plataforma carbonatada donde existe una estructura de impacto: el Cráter de Chicxulub, el cual fue formado durante el límite K-T (Blum et al., 1993). De acuerdo a un análisis realizado por Krogh et al., (1993) en circones de esta estructura, las rocas que subyacen a la península, poseen una edad de 545 Ma. Esta edad corresponde al ciclo orogénico Brasiliano-Pan-Africano, durante el cual fue formado el supercontinente Gondwana y que comprendió múltiples colisiones de pequeñas masas continentales principalmente entre los 650 y 530 Ma (Cordani et al, 2000).

Por otra parte, las rocas pre-Mesozoicas del terreno Maya afloran solo en la parte sur, hacia el este, estas rocas se encuentran cubiertas por formaciones mesozoicas y cenozoicas. Sólo en el área de Chicomuselo en Chiapas, las Montañas Maya en Belice, el Macizo de Chiapas y en el corazón de los Altos Cuchumatanes en Guatemala, existen afloramientos de rocas cristalinas pre-mesozoicas y unidades sedimentarias del Paleozoico. De manera general la litología del terreno Maya está constituida por rocas sedimentarias calizas y siliciclásticas.

Las unidades que constituyen el Terreno Maya son: el Grupo Santa Rosa, la Formación Chochal, la Formación Todos Santos, la Formación San Ricardo, la Formación Cobán, la Formación Campur, la Formación Angostura, la Formación Actelá, el Grupo Verapaz, el Grupo Peten, la Formación Toledo, la Formación Desempeño, la Formación Lacantun, la Formación Río Dulce, la Formación Herrería y la Formación Armas.

TERRENO ACHÍ

Este terreno responde a un complejo granítico-metasedimentario que está constituido por una secuencia de rocas metasedimentarias de bajo grado denominada Secuencia Salamá, que aflora entre las ciudades de Salamá y Rabinal, y que se encuentran en contacto intrusivo con el Granito Rabinal.

La secuencia fue inicialmente considerada por Van Dem Boom (1972) como parte del Complejo Chuacús y nombrada “Esquisto Salamá”. Posteriormente fue redefinida por Ortega-Obregón (2004) como “Zona de Cizalla Baja Verapaz” (ZCBV), la cual está definida por un desplazamiento lateral izquierdo que abarca entre 2 y 5 kilómetros afectando a rocas de la Secuencia y al Granito Rabinal.

La secuencia Salamá se compone de filitas, esquistos de sericita-clorita, metagrauvas, metarcosas, metaconglomerados, cuarcitas, esquistos y rocas

calcáreas en cantidades subordinadas. Ortega-Obregón (2004) concluyó que el granito Rabinal es derivado de la fusión de rocas sedimentarias y tiene una edad de 429.7 ± 5.3 Ma, obtenida de moscovitas en pegmatitas asociadas a esta intrusión. No obstante, la edad de la deformación no ha sido definida.

El Terreno Achí se encuentra limitado al norte por la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic que lo separa del Terreno Maya. Al sur el límite con el Terreno Jacalteco es la zona de cizalla Baja Verapaz.

En general la litología que constituye al Terreno Achí es de rocas metasedimentarias, metavolcánicas, graníticas y rocas siliciclásticas. Las formaciones como se mencionó anteriormente son la Secuencia Salamá, el Granito Rabinal y la Formación Sacapulas.

TERRENO JACALTECO

El Complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) está constituido principalmente por rocas metamórficas que afloran hacia el sur del Bloque Maya. Se limita hacia el norte por la zona de Cizalla Baja Verapaz y hacia el sur por la zona de Falla Motagua.

Las rocas presentes consisten principalmente en gneises ricos en aluminio y esquistos formados originalmente en facies de anfibolita y de eclogita, que posteriormente experimentaron metamorfismo retrógrado y milonitización provocados por procesos orogénicos continuos que afectaron a estas rocas desde el Paleozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 2007).








La localidad tipo de este complejo se ubica en la Sierra de Chuacús y las edades determinadas aunque son poco conocidas, van desde el Precámbrico, Paleozoico superior y hasta el Cretácico superior (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Es importante acotar que la edad no ha sido establecida con precisión y las edades isotópicas reportadas son escasas y controversiales, como es el caso de la migmatita El Chol, ubicada a 15 km al sur de Rabinal donde una edad obtenida mediante U-Pb de 305 ± 5 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) representa un evento de migmatización.

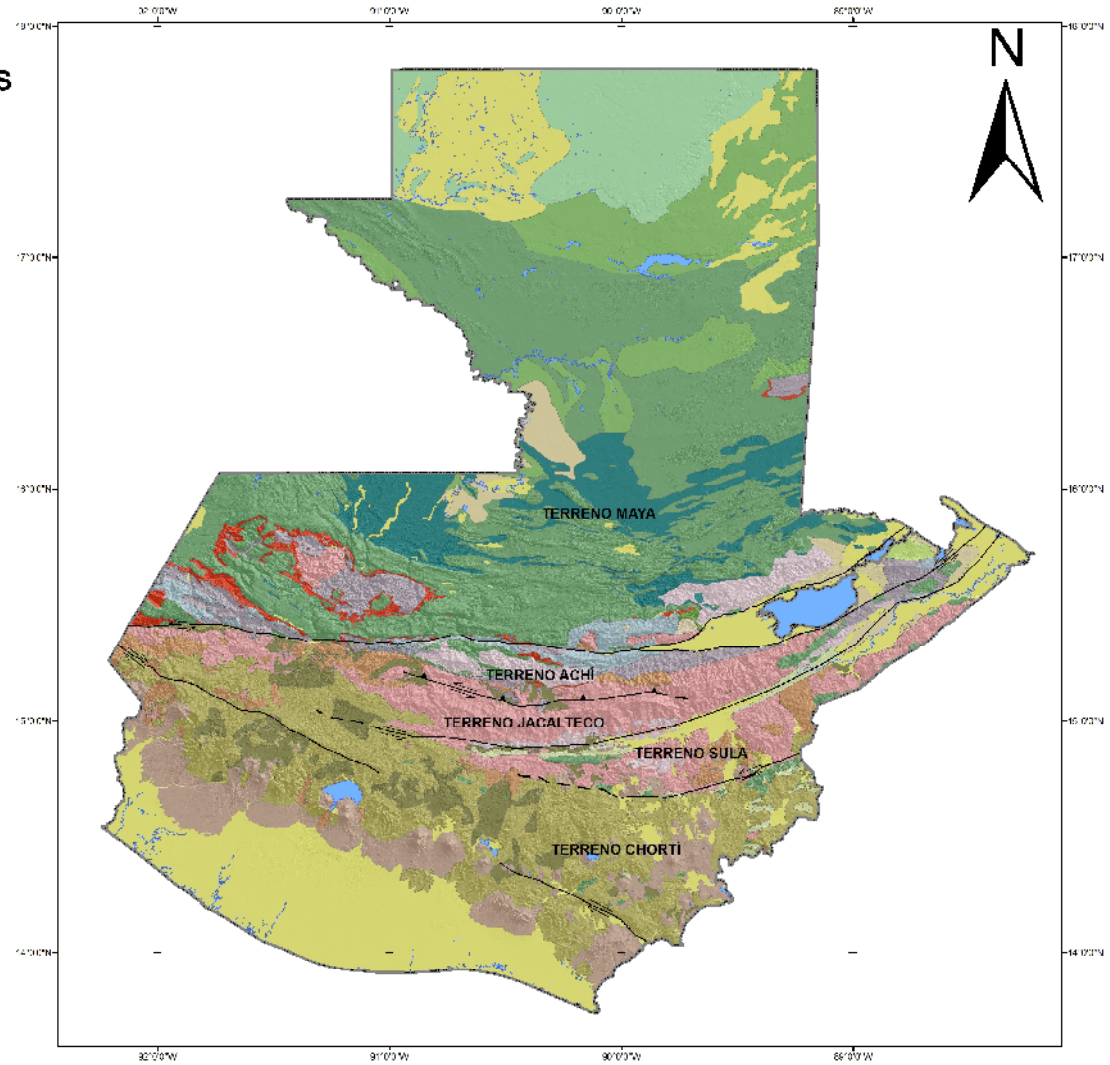
Otras edades de minerales, obtenidas con el sistema Rb-Sr revelan que este sistema los geocronómetros pudieron haber sido reiniciados por un evento en durante el Cretácico tardío (Donnelly et al., 1990).

MAPA No. 1 TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE GUATEMALA

TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE GUATEMALA

LEYENDA

-  Limite Nacional
- Limites Tectonoestratigráficos**
-  CHIXOY-POLOCHIC
-  CIZALLA BAJA VERAPAZ
-  MOTAGUA
-  JOCOTAN-CHAMELECON
-  JALPATAGUA
-  INFERIDO



1:1,400,000

COMPLEJO CHUACUS

Sergio Estuardo Solares García
Walter Oliverio Yat Morán

En la parte central de Guatemala se desarrolla un paquete de rocoso de rocas metamórficas de alto grado; esta banda se desarrolla de este a oeste, y presenta una geología estructural muy compleja.

McBirney (1963) fue el primero en proponer el termino de serie Chuacús, basado en consideraciones estratigráficas regionales, Kesler, et al (1970) sugirió que el término “serie” debería ser reemplazado por “Grupo”, una idea que fue apoyada por Van den Boom (1972). Este grupo fue estudiado por Bosc (1971), Newcomb (1975), Johnson (1984), y Roper (1976, 1978).

CHUACUS CENTRAL

ESTUDIOS ANTERIORES

McBirney (1963) que el primero en cartografiar rocas metamórficas que iban de anfibolitas, esquistos micáceos, gneis principalmente, aunque también identificó unidades menores de mármol y capas delgadas de cuarcita y metavolcánicas. Las anfibolitas descritas por McBirney actualmente son consideradas como parte del Complejo ofiolítico.

Clasificó a las rocas de lo que nombró “la serie Chuacús” basado en las asociaciones minerales que encontró dentro de los siguientes grupos principales:

- (A) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-clorita
- (B) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-biotita-clorita
- (C) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-biotita-granate
- (D) gneises de cuarzo-albita-epidota-biotita-hornblenda-granate
- (E) gneises de estaurolita-cianita-almandino
- (F) migmatitas de microclina-albita-epidota-clorita

Van de Boom (1972) estableció una subdivisión metamórfica zonal para una sección típica ocuriente en la Sierra de Chuacús, por medio de índices minerales. La paragénesis mineral en las tres zonas corresponde a las subfacies de esquistos verdes del Tipo Barrow:

Esquistos de Salamá (zona de clorita)

Nombrado así porque los afloramientos de esta unidad se encuentran en los alrededores de la Ciudad de Salamá (Baja Verapaz). Se agrupan rocas de bajo grado, que se caracterizan por la asociación de los minerales clorita+sericita, y la presencia subordinada de epidota, actinolita y estilpnomelana. Los componentes félsicos se limitan a la presencia de cuarzo y albíta.

Las rocas de características son: metra-grauvacas y meta-arcosas, granitoides, cuarcitas, esquistos cuarcíticos, esquistos de epidota actinolita, esquistos de moscovita estilpnomelana, mármoles y para-anfibolitas.

Esquistos el Chol (zona de biotita)

En la región de El Chol se encuentra muy bien representada la zona de biotita, a ello se debe el nombre de la unidad. Incluye dentro de esta unidad rocas metamórficas que se caracterizan por la paragénesis biotita-moscovita-hornblenda-epidota. Estas rocas aún pertenecen a la facies esquistos verde, pero constituyen la subfacies inmediatamente superior a la de cuarzo-albíta-epidota.

Las rocas que incluyó Van den Boom dentro de esta unidad son: esquistos de biotita y moscovita, esquistos moscovíticos, esquistos moscovíticos con epidota, paranfibolitas, mármoles y cuarcitas.

Esquistos Palibatz (zona de granate)

Se observa cerca de la población de Palibatz, incluye rocas que se caracterizan por la asociación entre granate - distena - moscovita -hornblenda y cloritoide pertenecen a la zona de granate.

Esquistos moscovíticos granatíferos +/- cloritoide, esquistos de granate distena, esquistos de granate biotita, anfibolitas granatíferas y cuarcitas con distena.

Como resultado de su análisis de paragénesis de minerales y de la distribución del tamaño de los granos en las rocas más típicas propuso que el protolito sedimentario de las rocas era probablemente grauvacas y lutitas, menormente areniscas, margas y calizas. Los esquistos micáceos derivan de sedimentos arcillosos, en tanto querocas más cuarzosas, e intercalaciones margosas y calcáreas, dieron origen a las cuarcitas yesquistos ricos en cuarzo, para-anfibolitas, calizas cristalinas y mármoles, respectivamente.

Jaime Requena (1999) realizó un mapeo en el cuadrángulo de Salamá, logrando identificar al complejo Chuacús al sur de dicho cuadrángulo; constituido por tres unidades que se correlacionan con Complejo Chuacús, de acuerdo a Requena la intensa deformación, el grado metamórfico y la complicación tectónica de la zona, dificultan establecer una clara sucesión estratigráfica dentro de este grupo. Las unidades correlacionables con el Complejo Chuacús son:

Esquistos granatíferos:

Principalmente los esquistos descritos en esta unidad son de granate-moscovita, en ocasiones se observan intercalados con granate-anfibolita y granate cuarcitas. La asociación mineralógica es de: granate, biotita, mica blanca, hornblenda, epidota (?), albita, cuarzo, clorita (asociada al intenso cizallamiento y metamorfismo retrogrado de la última deformación).

Esquistos y gneis de biotita

Aflora en una franja paralela al lado norte de la sierra de Chuacús y en la aldea Cacao. La componen principalmente: esquistos y gneises, anfibolitas, cuarcitas y muy pocos mármoles. Afectadas por un intenso cizallamiento formando cataclasitas.

Mineralógicamente presentan: cuarzo biotita, clorita, plagioclasa, epidota (?) y ocasionalmente turmalina. En ocasiones se observan porfiroblastos de cuarzo y feldespato en una masa de mica blanca y cuarzo granulado.

Mármoles y anfibolitas

Aflorando al sur de Rabinal, alineados sobre una falla inversa que pone en contacto al Grupo Chuacús y el Grupo Santa Rosa, se observa una intercalación de mármoles, anfibolitas y esquistos micáceos.

El mármol presenta coloraciones grises, blancas y verdosas (esta última posible a su contaminación por lixiviación de las anfibolitas) mineralógicamente compuesto de calcita y poca tremolita y en ocasiones cristales de zoisita.

En año 2000 se realizó un cartografiado en el cuadrángulo de granados por: Sergio Morán, Luis Chiquín y Jaime Requena logrando identificar seis unidades informales pertenecientes al grupo Chuacús, de acuerdo a los criterios de los autores las rocas que constituyen al grupo Chuacús caen dentro de las unidades litodémicas ya que no obedecen a una descripción de acuerdo al principio de superposición, debido a su alta deformación y metamorfismo.

Además en este estudio no se considera tomar en cuenta la zona de clorita de Salamá de la clasificación hecha por Van den Boom ya que esta pertenece a otra unidad de bajo grado metamórfico denominada Serie de Salamá. Entonces las unidades relacionadas al Complejo Chuacús son:

Gneis Feldespático

Se puede observar su exposición en la carretera que comunica a Ixchel con Agua Caliente y el Chol, su mejor afloramiento es sobre el río Pamacal.

Fotografía 1

Afloramiento de Gneis feldespático sobre la carretera que de Agua Caliente conduce hacia Ixchel.



Tomado de: Sergio Morán et al. Mapeo Geológico de Superficie del Cuadrángulo Granados, escala 1:50,000, USAC/CUNOR 2000.

Con la siguiente litología: gneis feldespáticos, anfibolitas, cuarcitas y pegmatitas.

A las capas feldespáticas se le observa feldespato, cuarzo y mica blanca, de color rosado a blanco. Las anfibolitas son de color verde oscuro con cristales de hornblenda y plagioclasas, además se le observan diseminados de pirita y calcopirita. Las cuarcitas se encuentran asociada a las capas feldespáticas. Algunas pegmatitas de cuarzo, feldespato y mica se encuentran interfoliadas con este cuerpo.

El contacto es gradual con la unidad de Gneis migmatítico anfibolita.

Gneis migmatítico-anfibolita

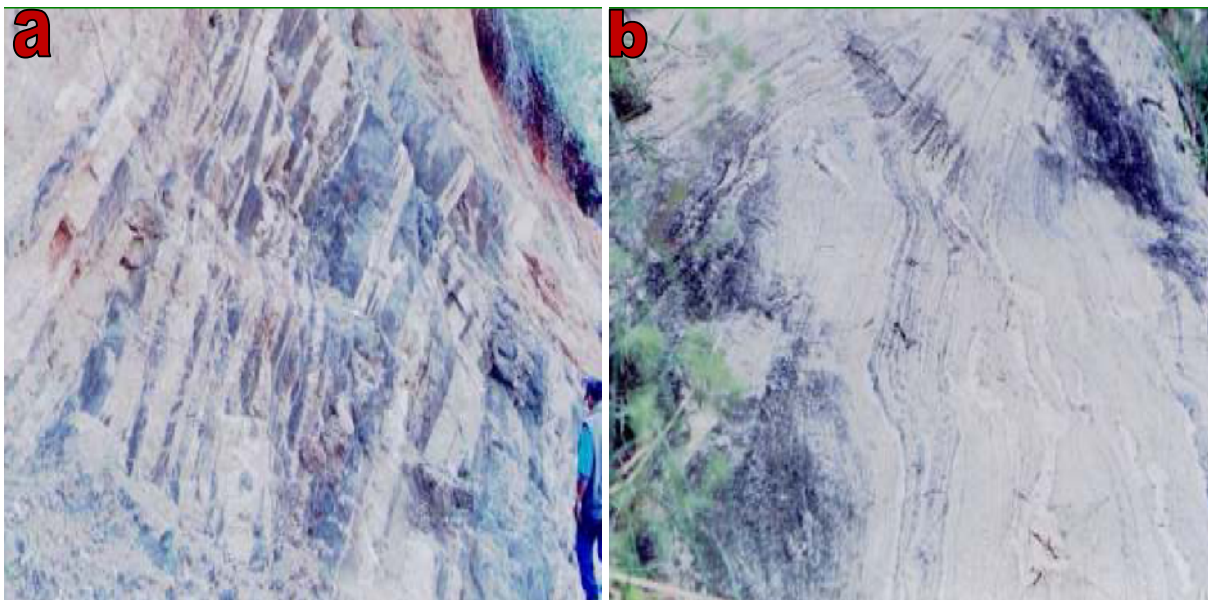
Sus mejores exposiciones se encuentran en los ríos Agua Tibia y Agua Caliente. Esta unidad se caracteriza por la presencia de anfibolitas, gneises de cuarzo-mica, esquistos biotíticos, augen gneis y granulitas (?). Estas rocas descritas hasta ahora, se encuentran plegadas, evidenciando plegamientos superpuestos y altamente fallados por lo que es un poco compleja su disposición.

Las anfibolitas están constituidas por hornblenda, feldespatos, gránulos de granate y diseminados de pirita, el DRX (difracción de rayos x) dio el contenido mineralógico de la unidad de: cuarzo albita, alófana, moscovita biotita y searlesita.

Los gneis de cuarzo mica desarrollan un bandeamiento composicional milimétrico de cuarzo y mica, con bandas discontinuas de anfibolita, cuarzo y pegmatitas simples.

Fotografía 2

Afloramientos de la unidad de gneis migmatítico anfibolita a) Ritmicidad de capas anfibolitas y feldespáticas que afloran en la carretera que conduce de El Chol a Ixchel b) Gneis migmatítico de cuarzo-mica, localizado cerca de Agua Caliente, formando parte de la unidad de gneis migmatítico anfibolita.



Tomado de: Sergio Morán et al. Mapeo Geológico de Superficie del Cuadrángulo Granados, escala 1:50,000, USAC/CUNOR 2000.

Dentro de esta unidad existen esquistos biotíticos, augen gneis con cristales de feldespato de 1 a 2 e incluso 4.5 centímetros de longitud levemente deformados y orientados dentro de una matriz de cuarzo y mica. Las granulitas (?) están compuestas de feldespato y hornblenda sin orientación, aunque se pueden observar granulitas (?) segregadas dentro de anfibolitas sobre la carretera que comunica a El Chol e Ixchel, donde masas elipsoidales de anfibolita ubicados en la charnela y flancos de pliegues. DRX a una muestra de granulita (?) obtenida en la quebrada El Aguacate, dio el siguiente resultado mineralógico: cuarzo, albita, magnesiohornblenda y anortoclasa.

Gneis cuarzo-feldespático

Sus mejores exposiciones se encuentran en las carreteras que comunican a las comunidades de El Chol, Granados, El Oratorio- Agua Caliente y Caquil-Palibat. Caracterizados por gneis cuarzo-feldespáticos, y describen unos cuerpos de roca granoblásticos elipsoidales y pegmatitas.

Macroscópicamente se observa cuarzo, feldespato y mica blanca realizaron un DRX, que dio el siguiente resultado mineralógico: cuarzo, alófana (meteorización de los feldespatos), albita, muscovita, biotita y microclina. Los cuerpos elipsoidales que ocurren dentro de esta unidad dio DRX: cuarzo, albita, pargasita potásica (tipo hornblenda) microclina y biotita.

Otra capas que se pueden observar son cuarcitas y esquistos micáceos esporádicamente anfibolita. La distribución de las cuarcitas es aleatoria; los esquistos moscovíticos es abundante en el contacto con la unidad esquistos granatíferos.

La unidad de gneis cuarzo feldespático esta interestratificado con esquistos granatíferos constituyendo una estructura antiformal, de grandes dimensiones. En la esquina del cuadrángulo.

Esquistos Granatíferos

Su mejor exposición es en el camino que conduce de Pachalum hacia la aldea de Palibatz y en los alrededores de Granados y El Oratorio. La litología de esta unidad es: esquistos, cuarcitas, mármol y muy pocas capas de grafito y arcilla.

Macroscópicamente se observan granates, mica blanca, cuarzo, feldespato, distena y clorita (mineral de metamorfismo retrogrado).

Las cuarcitas son de color amarillento, suelen contener láminas de mica blanca dando un aspecto de cuarcita esquistosa o micácea. Estas capas están asociadas a las capas de grafito.

El mármol es de color blanco, de textura gruesa y en ciertas localidades se puede observar cierto contenido de mica blanca.

Gneis cuarzo-feldespático-biotita

Aflora en las localidades de Sajcuin (Talaxcoc), el Anono, Joya de las Veguitas, Pachalum, los Trapichitos, Los Altos, El Reguero y El Capulin, localizado al sur del río Motagua. Su mejor exposición y acceso se encuentra en los alrededores de Pachalum.

Gneis de grano grueso con capas de anfibolita interfoliada. En el contacto de esta unidad con la unidad de gneis cuarzo-mica se observan cuerpos de mármol.

Gneis de cuarzo-mica

La unidad se caracteriza por mármol interestratificado con esta unidad de gneis cuarzo mica y además hay esquistos moscovíticos interestratificado con cuarcitas.

El mármol tiene un textura gruesa de color blanco a gris, de acuerdo a los autores el cuerpo carbonatico se encuentra dentro de una estructura sinforme, que hace repetir al cuerpo en el sur de la fina Santa Elena y al noroeste de la localidad El Capulin.

Los gneis de cuarzo mica presentan un bandeo constituido de biotita y cuarzo. Los esquistos moscovíticos tienen nódulos de feldespatos que dan una apariencia de foliación anostomada, esto se observa al sur de Talaxcoc.

La diferencia existente entre la unidad de gneis cuarzo-feldespático y gneis cuarzofeldespato-biotita, radica en la presencia del cuarzo de mármol en la segunda, estando ausente en el primero y presencia de abundante mica blanca (muscovita) en el gneis cuarzofeldespático y mica negra (biotita) en el segundo.

Mauricio Chiquín (2002) realizó el mapeo en el cuadrángulo El Progreso logrando identificar dos unidades que pertenecen al complejo Chuacús:

Migmatitas con esquistos anfibolíticos y anfibolitas

Granulitas

Las migmatitas se encuentran aflorando en dos localidades, sus características es que presenta capas leucocráticas y melanocráticas contorsionadas y falladas. Al suroeste de Morazán, en la aldea Santa Gertrudis. La porción leucocrática está compuesta principalmente de cuarzo y feldespato potásico, con biotita y plagioclasa como accesorio; mientras que la porción melanocrática presenta biotita, muscovita, anfíbol (hornblenda ?) y cuarzo. Un componente importante en ambas fases es granate. Hacia el oeste, en el caserío El Coyote, a lo largo de la carretera aflora otra porción muy reducida de esta unidad y presenta un contenido mayor de anfíbol en la facies melanocrática.

se presenta igualmente replegada y fallada. Al oeste de la aldea El Mojón, se observa una relación por fallamiento entre esquistos anfibolíticos y anfibolitas, y migmatitas.

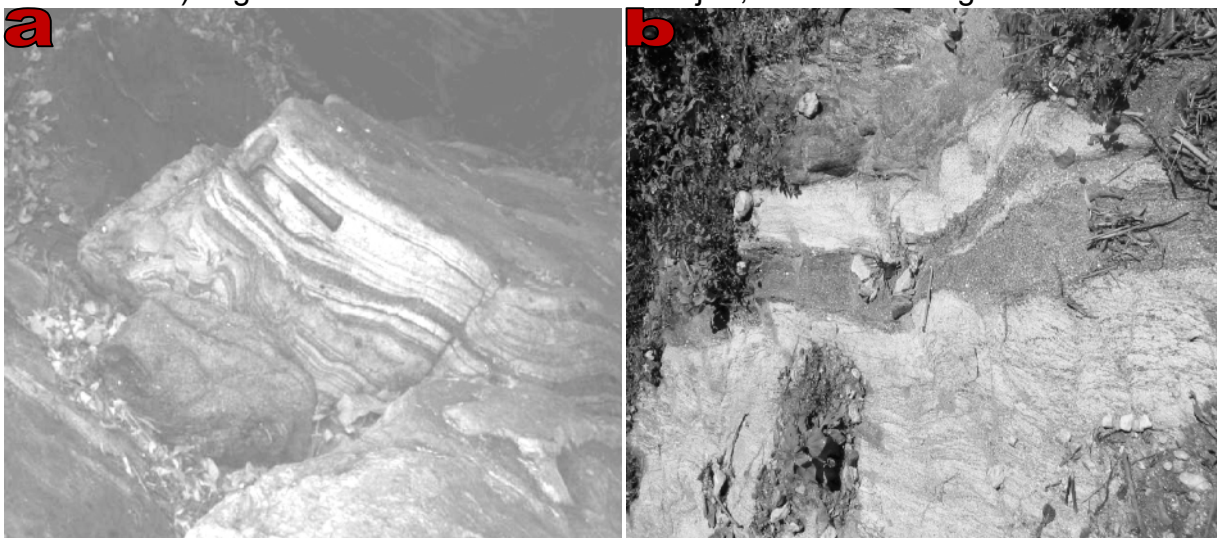
Las migmatitas se encuentran rodeadas de un cuerpo de melange, sugiere el autor que consistan en una *ventana tectónica* por donde aflora el basamento cristalino de la Sierra de Las Minas, o por otro lado, que estas migmatitas hayan sido arrastradas del basamento e incluidas en el mélangé, cuando ocurrió el cabalgamiento.

En el extremo este del cuadrángulo, al noroeste de la aldea Ixcanal, aflora una zona de migmatitas más extensa y de aparente mayor grado metamórfico, lo cual se sugiere por la abundancia de intrusivos pegmatíticos, por la mayor granulometría de las rocas y por su textura granítica.

Las capas leucocráticas presentan una composición similar a la mencionada para el área al oeste, consistente en cuarzo, feldespato potásico, biotita, moscovita y albita; y las capas melanocráticas contienen biotita, anfíbol y cuarzo. El contenido de granates es localmente significativo para ambas fases.

Fotografía 3

Afloramientos de la unidad de migmatitas: a) en Quebrada Honda, aldea Santa Gertrudis b) Migmatitas al oeste de aldea El Mojón, en el Cuadrángulo El Chol.



Tomado de: Mauricio Chiquín. Geología del cuadrángulo el Progreso. Dirección General de Investigación. USAC/CUNOR 2000.

Ortega Gutierrez et al (2004) definieron seis unidades para el Complejo Chuacús localizado en el centro siendo estas:

Unidad de gneis cuarzo feldespático (paragneises)

Esta es la unidad más abundante e indica un metamorfismo de alta presión con la asociación mineralógica corresponde a: clinopiroxeno, rutilo, granate, fengita, zoisita con inclusiones de albita poikilitica. En dicha formación se pueden observar minerales indicadores de un metamorfismo retrogrado que incluyen cuarzo, plagioclasas, biotita, apatito, óxidos de Fe y Ti, zircón y titanita.

Unidad de gneis migmatítico

La característica de esta unidad es que se encuentra fuertemente bandeado y plegado, y presentan evidencias de movilización neosomática expresada por bandas félsicas plegadas y pegmatitas de albita-cuarzo-fengita que cortan en forma paralela y oblicua al bandeamiento. Las bandas melanocráticas consisten de anfibolita-granate-biotita-albita-rutilo/titanita-epidota/zoisita-apatito, mientras que las leucocráticas presentan asociaciones de cuarzo-fengita-albita-zoisita/epidota/allanita-apatito.

Unidad de mica esquistos

Es una de las litologías más abundantes y consisten principalmente de mica blanca, cuarzo, biotita (en ocasiones detrítica y parcialmente cloritizada), granate, mega cristales de cianita, epidota, albita, rutilo y titanita (secundaria).

Unidad de cuarcitas

Las cuarcitas están estrechamente asociadas a las metapelitas y están caracterizadas por la asociación de cuarzo ± granate ± anfíbol ± fengita ± turmalina y con minerales accesorios están presentes: rutilo, biotita y zircón.

Unidad de mármol

La mineralogía característica consiste en una asociación de cuarzo-carbonato-rutilo-mica blanca-sulfuros-zircón y se encuentran interestratificados con anfibolitas y bandas de calco-silicatos, que preservan evidencias de una superposición de dos eventos metamórficos, ambos de alta presión.

Unidad de anfibolita

Consiste de onfacita, granate, rutilo y como accesorios cuarzo con fengita, zoisita y aragonito que sugieren un metamorfismo en facies de eclogita. En tanto la asociación de anfíboles cálcicos y sódicos, biotita, carbonato, clinopiroxeno, además de minerales de una segunda generación como granate, rutilo y plagioclasa sódica desarrolladas posteriormente, como producto de una descompresión a alta temperatura que provocó también fusión parcial.

Uwe Martens et al (2 007) en Guía de Campo del Viaje indica que Ortega-Gutierrez et al (2 004) describe por primera vez la reliquia de eclogita conservada en gneis cuarzo feldespático que genera bandas maficas de epidota-anfibolita en la zona del Chol. La eclogita retrogradada se caracteriza por un relicto + eclogíticos conjunto granate omphacite + cuarzo rutilo y sobrepuesto por un conjunto epidota anfibolitas de hornblenda + epidota + albita + titanita; omphacite contiene hasta un 45 mol.

Mientras en los afloramientos del rio Agua Caliente Martens et al (2 007) indica que los principales minerales visibles son cuarzo, feldespato, granate, anfíbol, mica blanca y abundante. Clinopiroxeno o rutilo, en cambio, no son evidentes, aunque en omphacite de láminas delgadas y rutilo son bastante comunes.

Las relaciones texturales indican cristalización secuencial desde el conjunto verdaderamente eclogíticosomphacite-granate-rutilo-phengite, hacia el conjunto dominante retrógrada anfíbol-albita-titanita, mientras que el granate y phengite se mantuvo estable, probablemente cambiando su composición. Un aspecto petrogenético importante que indica ser un producto de alta presión.

En esa misma localidad Pedro Suárez (2 005) indica la presencia de un gneis de dos micas granate y onfacita. La característica principal es la intercalación milimétrica de bandas donde abundan los minerales: epidota, micas, esfena y el granate. Contra las bandas de cuarzo y feldespato.

Concluyendo Suárez (2 005) que esta unidad se caracteriza por la presencia de minerales como: cuarzo, mica, plagioclasas, feldespato potásico, anfíbol (hornblenda ?) y en menor cantidad epidota (clinozita ?), granate y onfacita. como minerales accesorios se encuentran zircón, opacos, esfena, rutilo, clorita (por la alteración de biotita), sericita (por la alteración de plagioclasas).

Uwe Martens et al (2 007) indican que la facie de anfibolita de la sierra de Chuacús se puede dividir en dos unidades basados en geocronología U/Pb, proponen dos unidades para dicha facie:

La unidad El Tumbadero

Litológicamente se encuentra compuesta por ortogneises del Triásico, ígneas y esquistos pelíticos, paragneises, mármoles y cuarcitas. La geocronología en circones de detritos evidencias rocas metasedimentarias post ordovícico y el depósito posterior al pensilvaniense.

La foliación presente es paralela a los planos axiales en los escasos pliguesisoclinales. Cuando ocurre la fusión parcial de ortogneises genera pegmatitas que son concordante y se reduce la foliación.

Litológicamente se encuentra compuesta por ortogneises del Triásico, ígneas y esquistos pelíticos, paragneises, mármoles y cuarcitas. La geocronología en circones de detritos evidencias rocas metasedimentarias post ordovícico y el depósito posterior al pensilvaniense.

La foliación presente es paralela a los planos axiales en los escasos pliguesisoclinales. Cuando ocurre la fusión parcial de ortogneises genera pegmatitas que son concordante y se reduce la foliación. Hay bandas de anfibolita.

Unidad el Chol

Expone al menos 3 generaciones de pliegues y foliaciones en bandas gneises, migmatitas, y varias generaciones de pegmatitas, su última foliación es paralela a la estructura de la unidad El Tumbadero.

El protolito de la unidad revela un origen Pan-Africano en zircones de las rocas maficas y metamorfismo en el silúrico-devónico. La deformación dobla las bandas félsicas ocurrido ~ 300ma.

La unidad de El Chol también contiene eclogitas como dominios irregulares escala cm-en las bandas de anfibolita

A principios del Mesozoico la unidad el Chol constituía el sótano transformado, sobre el cual fue depositado el protolito de la unidad el Tumbadero. A finales del cretácico la colisión posiblemente con el arco cubano o el bloque Chortí que ocasiona la subducción de ambas unidades que causa la anatexia parcial e impresión de las facies de anfibolita.

De los estudios anteriores, se puede indicar que los Esquistos Salamá identificados por Van den Boom no forman parte del complejo Chuacús ya que son de bajo grado metamórfico, y corresponde a un cuerpo de rocas denominadas Serie de Salamá Sergio Morán (1998), Carlos Ortega (2005). Son definidas por facies de clorita sericita contrario a las características metamórficas descritas para el Complejo Chuacús que son rocas de alto grado metamórfico, alta presión y alta temperatura, Ortega Gutiérrez et al (2004).

En base a lo anterior se proponen las siguientes unidades para el complejo Chuacús central, las que se definieron en base a las características mineralógicas que fueron descritas por los autores:

GNEIS CUARZO FELDESPÁTICO

De los trabajos de campo de Sergio Morán et al (2000), Ortega Gutiérrez et al (2004). Se puede indicar que el contenido mineralógico de la unidad es: Cuarzo, feldespato, mica blanca, hornblenda, plagioclasas, Clinopiroxeno, rutilo, granate, fengita y zoisita, biotita.
Accesorios: pirita y calcopirita, ortosa, zircón, titanita, óxidos de hierro y titanio.

Aunque en la descripción hecha en la misma localidad Pedro Suárez (2005) además de los minerales descritos anteriormente menciona como minerales esenciales: anfíbol (hornblenda ?), epidota (clinoizita ?) y onfacita y como accesorios opacos, esfena, clorita y sericita.

GNEIS MIGMATITICO ANFIBOLITA

Definido así por Sergio Morán et al (2000), se puede relacionar a lo que Van den Boom (1972) define como esquisto el Chol; también los esquistos y gneis de biotita de Requena (1999); además la unidad incluye lo que Mauricio Chiquín (2002) define como migmatitas y granulitas; Ortega Gutiérrez et al (2004) lo define como gneis migmatítico.

La unidad se caracteriza por la siguiente mineralogía: cuarzo, albita, alófana, moscovita, biotita, searlesita, magnesiohornblenda, granate (almandino), anortoclasa, pirita, feldespato, mica blanca.

Aunque también se pueden observar minerales como accesorios Zircones, turmalina, epidota, titanita, clorita, opacos y calcita.

GNEIS CUARZO FELDESPATICO MICROCLINA

La asociación mineralógica es: cuarzo, feldespato, mica blanca, alófana, albita, moscovita, biotita, microclina, pargasita potásica (tipo hornblenda), anortoclasa.

ESQUISTOS GRANATIFEROS:

Estos incluyen a la unidad descrita por Van den Boom (1972) define como esquisto Palibatz, Requena (1999) define una unidad de esquisto granatíferos. Sergio Morán et al (2000) lo describen como esquistos granatíferos. También esta unidad incluye la unidad de micaesquitos y las cuarcitas de Ortega Gutiérrez et al (2004).

La unidad se caracteriza por la siguiente mineralogía: granate, mica blanca, cuarzo, feldespato, distena clorita, moscovita, plagioclasa (albita), clinoizita, biotita (cloritizada), cianita, epidota, fengita, anfíbol, hornblenda.

Accesorios como opacos, zircones, rutilo y titanita, turmalina

La unidad es muy común en cianita, distena, granate almandino.

GNEIS CUARZO-FELDESPATO-BIOTITA

Incluye la unidad de mármol anfíbolita descrita por Requena (1999); además Sergio Morán et al (2000) la define como gneis cuarzo feldespático; y también las unidades de mármol y anfíbolita que identifico Ortega Gutiérrez et al (2004). Los minerales característicos son: Biotita, cuarzo, feldespato, onfacita, magnesiohornblenda, albita, calcita, tremolita, zoisita, fengita. Accesorios: Rutilo, mica blanca, zircón, aragonito.

UNIDAD DE GNEIS CUARZO-MICA

Definido así por Sergio Morán et al (2000), donde el mármol se puede ver interestratificado con gneis cuarzo-mica y también se observan esquistos intercalados con cuarcitas.

Los minerales que caracterizan a la unidad son: cuarzo, biotita, feldespato, calcita y mica.

CHUACUS OESTE

En el extremo oeste de la sierra de las minas Roper (1973) definió cuatro miembros, que podrían pertenecer a lo que denominaremos complejo chuacús oeste, siendo estos miembros:

ESQUISTO MUSCOVÍTICO Y CUARCITA MICÁCEA. (borde noroeste del cuadrángulo El Progreso)

Cuarzo, muscovita, biotita y plagioclasa. (Facies de esquistos verdes)

ESQUISTO MICÁCEO Y GNEIS CON UN HORIZONTE CARBONÁTICO. (mitad norte del cuadrángulo El progreso)

Epidota cálcica, tremolita, plagioclasa, granate. (Facies de esquistos verdes)

ESQUISTO Y GNEIS MICÁCEO MIGMATIZADO. (porción noreste del cuadrángulo El Progreso)

(Facies de anfibolita)

GNEIS HORNBLÉNDICO. (mitad noreste del cuadrángulo El Progreso)

Las rocas en esta secuencia varían desde la facies de esquistos verdes al tope, para el miembro de esquistos muscovíticos y cuarcita micácea, a la facies anfibolítica inferior en la base.

Roper además sentó las bases para la definición y división del complejo chuacús en parte oeste y parte este, por medio de un cinturón de tendencia noreste de serpentinita. Ambas regiones han experimentado el mismo tipo de deformación y metamorfismo. Sin embargo, la región este ha sido más levantada, y la erosión ha descubierto miembros adicionales: esquistos y gneis micáceos migmatizados y gneis hornbléndicos, que son de mayor grado metamórfico que los otros miembros.

Las rocas chuacús que dominan las porciones noreste y noroeste del área mapeada están separadas entre sí por una faja serpentinitica este-oeste. En muchos aspectos estas dos áreas de rocas chuacús son similares. Ambas tienen el mismo tipo de estratigrafía, así como tipos de roca similares. Virtualmente la deformación y foliaciones resultantes de las dos áreas son las mismas. Muchos aspectos e metamorfismo son también similares, en que ambas regiones tienen porfiroblastos de plagioclasa rotados y deformados.

ausencia de feldespato potásico y localmente tremolita es común como capas distintiva o como mineral de reemplazamiento. Ambas regiones han experimentado al menos dos períodos principales de metamorfismo. El primer período metamórfico produjo esquistosidad y foliaciones gnéisicas y alcanzó el isógrado de granate de la facies de esquisto verdes superior de metamorfismo regional. El segundo evento metamórfico se indica por una segunda generación de granate que cruza foliaciones anteriores. Este evento metamórfico se hace más notable cerca de la porción sur del margen del chuacús en el mapa, en las dos áreas.

Roper (1973) presentó también evidencia sugiriendo que el grupo chuacús a lo largo del extremo suroeste de la sierra de Las Minas se deformó en el paleozoico medio a tardío en un nappe replegado con raíces al norte. El también indicó que solo una fase principal de metamorfismo regional progresivo acompañó las múltiples deformaciones que produjeron el nappe.

Kesler, et. al. (1970), por su parte en su artículo: Rocks of Western Nuclear Central America: The Western Chuacús Group, Guatemala; definió cuatro unidades (y sus minerales característicos)

UNIDAD RICA EN MUSCOVITA

Albita, cuarzo y muscovita, feldespato potásico, epidota, biotita, esfena, clorita, óxidos de hierro y calcita.

GNEIS BANDEADO

Biotita y clorita; minerales de las bandas claras (mica, epidota, esfena, cuarzo, albita); minerales de las bandas oscuras (muscovita, epidota, clorita, esfena, biotita, óxidos de hierro)

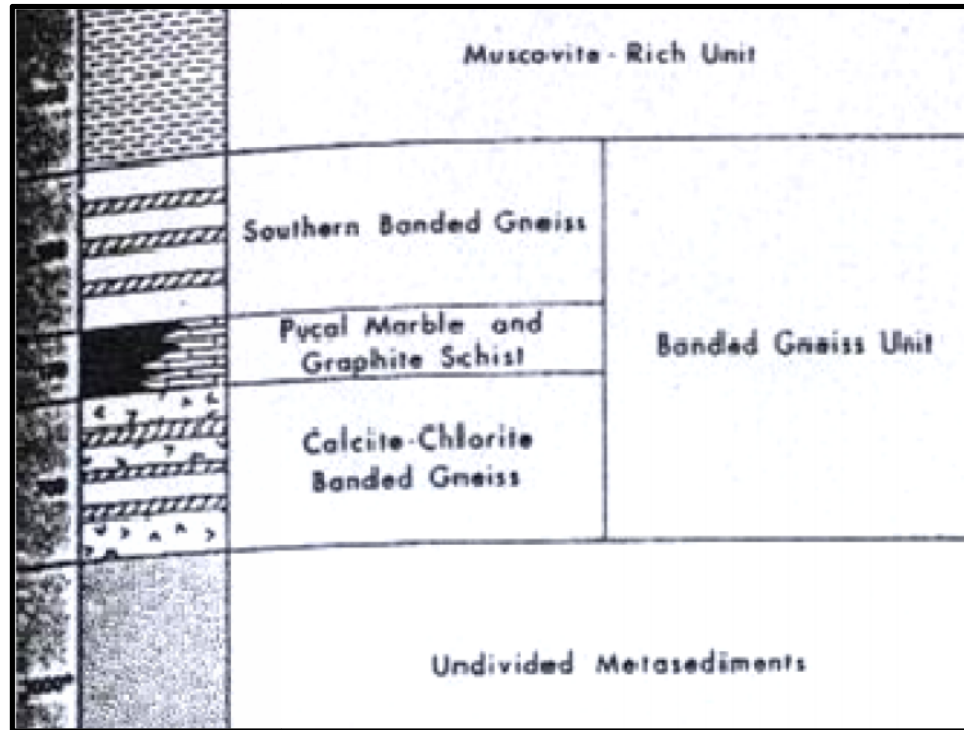
INTERESTRATIFICACIÓN DEL MÁRMOL PUCAL Y ESQUISTOS GRAFÍTICOS

Calcita, cuarzo, muscovita, albita, clorita, epidota, sericita, grafito y óxidos de hierro. Textura esquistosa con lentes de mica, calcita y cuarzo. Grafito, granate, turmalina (lentes de calcita, cuarzo y feldespato).

GNEIS BANDEADO DE CALCITA Y CLORITA (en contacto con rocas ígneas)

Apatito y zircón (anhedral).

Figura 1.
Columna litológica generalizada donde se muestran las unidades metamórficas cartografiadas en el “grupo chuacús oeste”



Tomado de: Kesler S. and Josey W., (1973) “comparison of the prelate paleozoic basement complex on opposite sides of the cuico-chixoy-polochic fault zone in western guatemala and southern mexico”

Un aporte importante fue el trabajo de campo realizado por Stephen E. Kesler y William L. Josey en 1973 titulado “comparison of the prelate paleozoic basement complex on opposite sides of the cuico-chixoy-polochic fault zone in western guatemala and southern mexico”, los dos investigadores de la universidad estatal de Louisiana, afirman que el Complejo Basal pre-pérmico de la América Central está expuesto en una zona arqueada con rumbo SE en Chiapas (México) y rumbo E en Guatemala occidental. Este arco está cortado por la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic, que parece estar localizada afectando la Placa Americana y la Placa del Caribe en el Terciario. En Chiapas, el lado Norte de la falla del Complejo Basal consiste en su mayor parte, en rocas intrusivas, granodioritas sin foliación, excepto en Pijijiapan y Escuintla (municipios del estado mexicano de Chiapas, ubicados en la costa del océano Pacífico), donde hay rocas metasedimentarias, augen gneis y esquistos, de cuarzo-feldespato-biotita. El mármol solamente se conoce en una sola

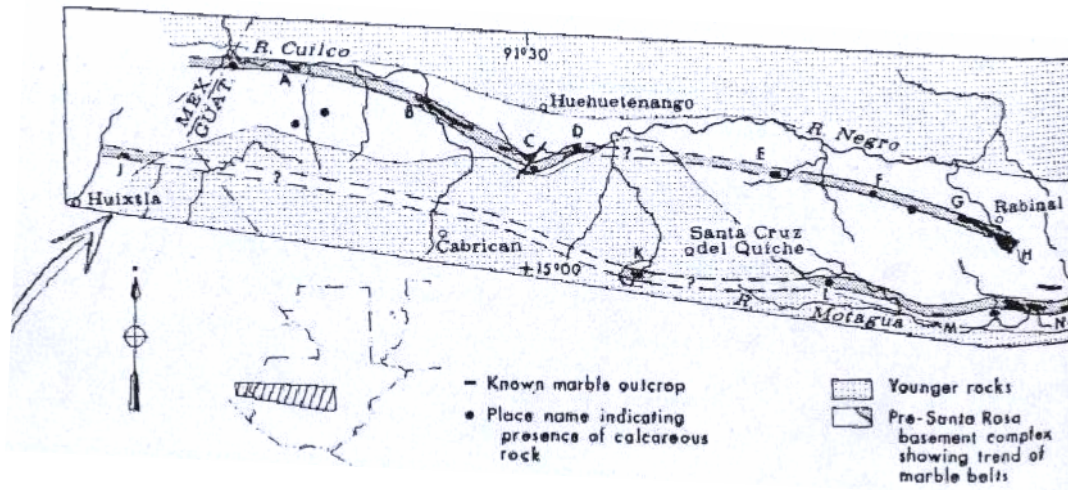
localidad en Guatemala. Al sur de la falla, el Complejo Basal consiste de rocas intrusivas no foliadas, de composición granodiorítica en la parte SW y de rocas metasedimentarias entre las cuales prevalece el mármol (Mármol Pucal), en la parte noreste. Estos metasedimentos tienen correlación con el Grupo Chuacús de Guatemala.

Al Norte de la Falla Cuilco-Chixoy-Polochic se ha reconocido solamente un período de plegamiento (pre-Pérmico). Al Sur de la falla, en Guatemala occidental, las rocas del Complejo Basal han pasado por dos eventos de plegamiento. El primero de estos, el mas fuerte, tiene correlación con el único evento que afecta las rocas de Chiapas.

Esta formación restringe el desplazamiento sinistral dentro de la Placa Americana y la Placa del Caribe. Si las rocas sedimentarias de Chiapas y Guatemala fueran equivalentes, la relación en el ángulo de los rumbos de plegamiento de los dos lados limitaría el desplazamiento a menos de 150 km. De otra manera, si las rocas intrusivas granodioríticas tienen correlación, el desplazamiento sería mucho menor, quizá del orden de 50 km. Sin embargo, no se ha logrado encontrar evidencia de 2 eventos de plegamiento al lado Norte de la Falla Cuilco-Chixoy-Polochic, y, por consiguiente, esta pareciera indicar que las placas Americana y del Caribe estuvieron separadas en parte durante el Paleozoico Medio.

La información que dichos autores hicieron en su investigación, permite que las limitaciones para ser colocado en el desplazamiento entre las placas de América y el Caribe ha tenido desplazamiento a lo largo de la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic, hay que señalar que la edad absoluta de las rocas del basamento de Chiapas y Guatemala (complejo chuacús) no es conocida en esta región, aunque las dos más probable son de mediados o finales del precámbrico-paleozoico (Gomberg et al. 1968, McBirney y Bass, 1969, citado de Kesler, et. al. 1973). Las conclusiones alcanzadas en este documento se basan en la suposición de que todas estas rocas del basamento han desarrollado su estructura actual y la mineralogía durante el evento metamórfico.

Figura 2.
Geología aflorante en la parte oeste de Guatemala.



Tomado de: Kesler, et. al. (1970), "Rocks of Western Nuclear Central America: The Western Chuacús Group, Guatemala"

Como se indicó anteriormente el complejo basal de pre-paleozoico de América Central nuclear (figura 2) se sabe que se expone en una zona arqueada que se extiende hacia el sureste de Chiapas, México y se dobla hacia el este de Guatemala. Esta zona se extiende hasta el Mar Caribe al este de Guatemala, donde tiene una mayor tendencia al noreste. Durante la mayor parte de su longitud, este complejo basal está delimitado en el norte por la falla Culco-Chixoy-Polochic y, en el oeste de Guatemala, esta falla parece interceptar la tendencia arqueada del basamento de roca. Esta zona de falla parece ser la continuación de la base de la parte meridional de la Fosa de Bartlett (Banks y Richards, 1969) por lo que Molnar y Sykes (1969) han demostrado la presencia del movimiento lateral izquierdo, contemporáneo al movimiento strike slip en terremotos (figura 2). Otras zonas de falla en América Central parecen ser la continuación de las otras partes de la depresión de Bartlett (Meyerhoff, 1966; Deng, 1968). Sin embargo, estas fallas no se extienden hacia el oeste, en la medida de como lo hace el sistema de Culco-Chixoy-Polochic y en lugar las evidencias parecen estar ocultas por las rocas del Cenozoico y Mesozoico.

Figura 3.

Distribución de las áreas de afloramiento conocido rocas sedimentarias y metamórficas pre-Mesozoico en América Central. Las rocas del Paleozoico tardío se muestran con el grupo de Santa Rosa de Guatemala y las rocas sedimentarias similares en Honduras y Nicaragua. Este mapa es una compilación de Dengo (1968).

Tomado de: Kesler S. and Josey W., (1973) "comparison of the prelate paleozoic basement



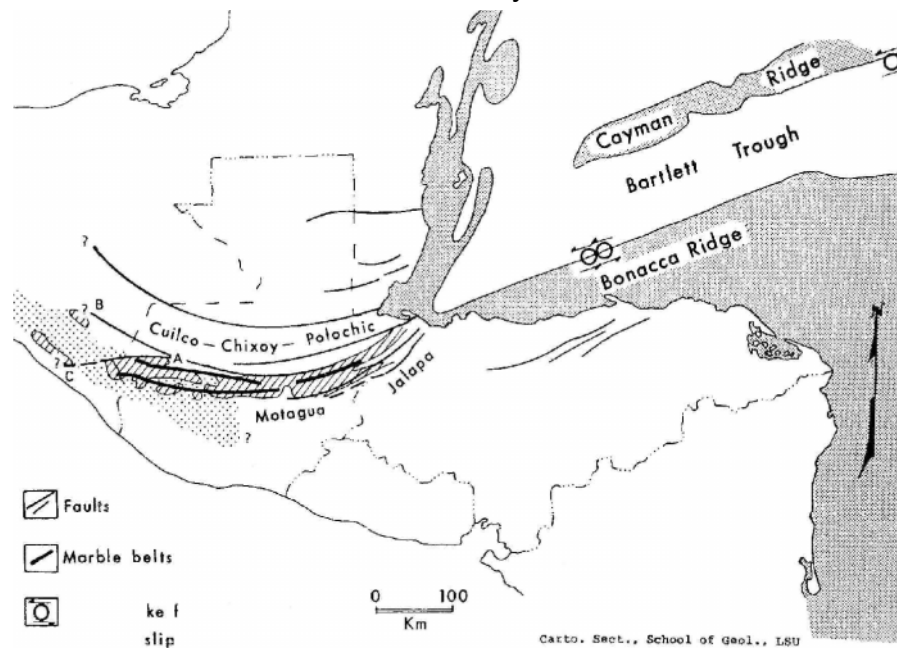
complex on opposite sides of the cuico-chixoy-polochic fault zone in western guatemala and southern mexico”

Aunque se reconoce mucho más lejos hacia el oeste, que cualquiera de las otras zonas de fallas importantes en América Central nuclear, la ubicación de la continuación del extremo occidental de la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic no se conoce claramente. De las dos principales posibilidades de la extensión occidental de la zona de falla (A-B y A-C, Fig. 2), la trayectoria A-C parece más probable, ya que es el lugar de mayor actividad presente y contiene más evidencia del pasado de las fallas (Siesser, 1967). La ubicación de la falla a lo largo de A-B al oeste de la frontera con Guatemala, no está claramente indicada por la topografía (Kesler, 1971b) y la traza de falla podría ser incorrecta por 10 a 50 km. Por esta razón, toda la zona que se muestra en la figura 3 se considera implicada en la zona norte de la zona de falla en el presente documento.

A pesar de esta complicación, el sistema de fallas Cuilco-Chixoy-Polochic es la única falla principal que se ha dividido en dos (o casi) en América Central nuclear. Esta observación es particularmente importante en el contexto de la tectónica de placas, porque las observaciones sísmológicas de Molnar y Sykes (1969) sugieren fuertemente que dos placas de la corteza, la placa Americana y del Caribe están separadas en el norte por la fosa de Bartlett, a través de las fallas y que forman su extensión hacia la tierra. Por lo tanto, la falla Cuilco-Chixoy-Polochic podría ser el límite entre estas dos placas de la corteza. En este contexto, es interesante comparar el complejo basal en lados opuestos de la zona de falla en un esfuerzo por determinar si se ha producido un desplazamiento lateral izquierdo y si es así, para estimar la magnitud de este desplazamiento.

Figura 4.

Mapa esquemático que muestra la disposición del complejo Chuacús y la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic.



Tomado de: Kesler S. and Josey W., (1973) "comparison of the prelate paleozoic basement complex on opposite sides of the cuico-chixoy-polochic fault zone in western guatemala and southern mexico"

En la parte norte de la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic, partes del complejo basal del sur de Chiapas han sido descritos por Wailbel (1933) y Sapper (1937). El mapa geológico de México (Salas, 1968), que se deriva en

parte de estas fuentes, muestra la distribución de las rocas ígneas y metamórficas en el sur de Chiapas que se ilustra en la figura 3. La más meridional de las dos áreas de roca metamórfica en Chiapas es la más importante en términos de comparación en toda la zona de la falla Cuilco-Chixoy-Polochic. Esta área, que está ampliada en la figura 2, fue examinada y reconocida por el escritor en marzo de 1970, todos los hechos atravesados en ese momento estaban a lo largo de las carreteras o ríos y, debido a insuficientes mapas base, no se intentó producir un completo mapa geológico. El mapa esquemático que se muestra en la figura 2 se ha elaborado sobre la base topográfica de Waibel (1933).

El mármol que aflora en esta zona se ha sometido a una recristalización moderada a pesar de que cae abruptamente hacia el noreste y sureste sumiendo pliegues subsidiarios y la amplitud de 3 a 10 cm. La edad de esta roca y su relación con las rocas ígneas y metaígneas no era evidente. Teniendo en cuenta el bajo grado de recristalización exhibido por el mármol y la ausencia de otras rocas metasedimentarias cerca, parece más probable que este sea el mármol de finales del Paleozoico y Mesozoico en edad y tal vez correlativo con las mismas unidades de carbonato que recubren las rocas graníticas en el área Cabricán de Guatemala (Fig. 2).

Según los autores la mayoría de las rocas analizadas eran de composición cuarzo-diorita con abundante esfena euhedral y apatito así como plagioclasa con un máximo de tres zonas oscilatorias (no se presentan debido a que este documento es muy antiguo y las imágenes no se pudieron utilizar). Feldespatos potásicos forman una pequeña parte de la masa fundamental de algunas de estas rocas, pero no fue reconocido en muchos de los especímenes. La hornblenda: relación de biotita en las dioritas de cuarzo varía mucho en estas rocas, pero la biotita está más constantemente presente. Las muestras restantes son granodiorita y algunas cuarzo-monzonitas, que contienen abundante microclina, por lo general en forma de fenocristales o augen.

La textura de estas rocas varía desde muy cataclásticas a completamente granoblásticas. El área al sureste de Pijijiapan (municipio de Chiapas, México) está sustentada por rocas metaígneas que presentan excelentes capas, algunas de las cuales parecen ser atribuible al cizallamiento y el metamorfismo de diques. La mayoría de estas capas de rocas tienen la misma composición mineral como las rocas sin foliación y conservan las siguientes características que demuestran de manera convincente su roca madre ígnea

1. Fuertemente, plagioclasa zonificada.

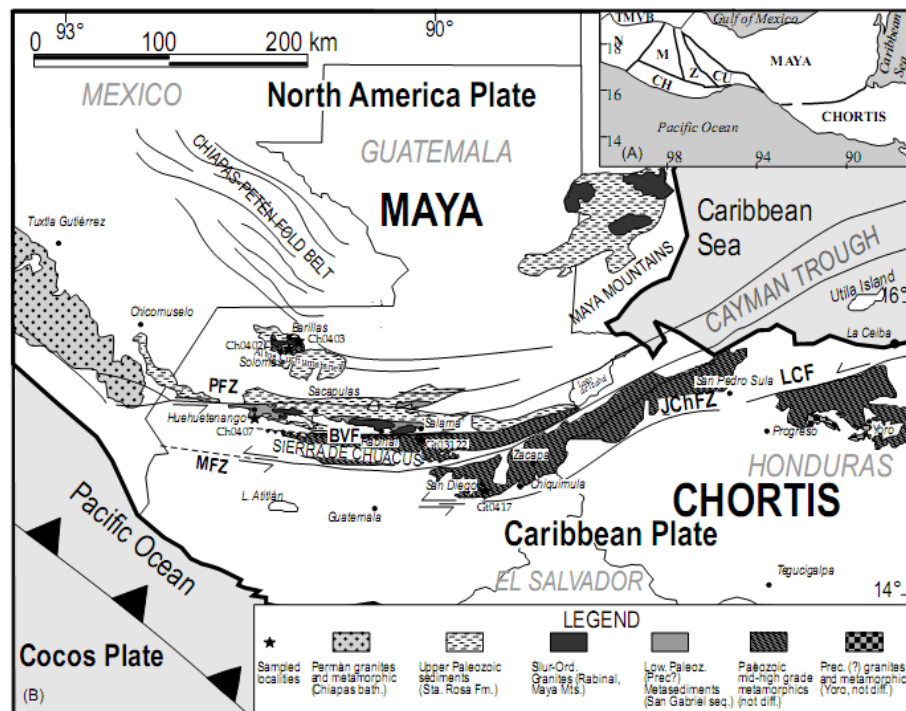
2. Circones euhedrales (ígneos?)

3. Barras de apatito que contienen inclusiones magmáticas (Fig. 4), que no pueden formarse en estado sólido durante reacciones metamórficas.

Según los autores el núcleo del anticlinorio de los Altos Cuchumatanes expone de bajo a alto grado rocas metamórficas, como filitas, pizarras, micaesquistos, subordinado biotita-granate gneises, anfibolitas y granate, intrusiones de granitos. Filitas contienen andalucita, indicando metamorfismo de contacto y por lo tanto una edad mayor que los intrusivos.

Figura 5.

Mapa estratigráfico de los bloques maya y chortis. Altos cuchumatanes.



Tomado de: L.A. SOLARI, et. al. GEOCRONOLOGÍA U-PB EN CIRCONES DE UNIDADES DEL PALEOZOICO EN EL OCCIDENTE Y CENTRO DE GUATEMALA: IDEAS SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE Mesoamérica.

De acuerdo con Anderson et al. (1973) que llevó a cabo la cartografía geológica de la zona, estas rocas se correlacionan con las del sur de

Huehuetenango expuestos, al sur de la culpa del Polochic, que se describe por Kesler et al. (1970) como el Grupo Chuacús occidental.

Discordancias en el basamento muestran calizas que tienen fusulinidos y pizarras deformadas y lutitas del Grupo Santa Rosa (de acuerdo con Anderson et al. 1973), que afloran al norte de Soloma y sureste de Barillas, en el corazón de los Altos Cuchumatanes, sugieren que las rocas metamórficas son por lo menos pre-Carbonífero.

Granitoides rosados intruyen metasedimentos del paleozoico, de bajo grado y aparecen en afloramientos de gran escala, generalmente ricos en biotita y no deformada. Petrográficamente muestran deformación limitada en sus granos y una cloritización de biotita dominante, y pueden ser clasificadas como granodioritas.

Granitos intruyen a las unidades anteriormente descritas, a unos 5 km al sur de Huehuetenango, se inmiscuyen dentro de los metasedimentos esquilada que van desde muy bajo grado metamórfico de facies de esquistos verdes hasta bajo. Estos últimos son meta-grauvacas y arenitas de cuarzo meta-con lentes de mármol del país y algunas posibles unidades metavolcánica generalmente con plagioclasa, cuarzo, clorita, sericita y opacos algunos minerales, probablemente magnetita e ilmenita. unidades menores, más ricos en moscovita, también son presentes. intrusiones graníticas y abundante aplíticos también están presentes este y ESE de Huehuetenango, invadiendo la secuencia de bajo grado.

Como ya dijimos el único trabajo disponible en la zona (Kesler et al. 1970) se refirió a los metasedimentos como el "Grupo Chuacús Oeste", lo que correlacionó con las rocas que afloran más al este, descrito previamente por McBirney (1963). Estudios recientes sobre la Sierra de Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al. 2004) sugieren que las rocas típicos son a medio y gneises de alto grado, migmatitas, paragneises, rocas máficas y mármoles, todos los afectados por los altos de metamorfismo de presión muy alta. metasedimentos de bajo grado que afloran al sur de Huehuetenango carecen por completo de alta presión o indicadores de fusión parcial y, aunque esquilada, aparecen estructuralmente mucho más simple que rocas de la Sierra de Chuacús. Estas rocas se asemejan a la secuencia expuesta al norte de la Sierra de Chuacús, desde la zona de Baja Verapaz cortante a lo largo del valle de Rabinal-Salamá.

CHUACÚS ESTE

El complejo Chuacús en la Sierra de Las Minas:

En la parte este los estudios realizados para lo que se correlaciona con el Complejo Chuacús corresponde a Roper (1978), Bosc (1971), Newcomb (1975). Y publicaciones recientes de Pedro Suárez (2 005), Uwe Martens et al (2 007).

En la Sierra de las Minas las rocas que se adjudican a Chuacús consisten en esquistos de granate-mica, mármoles, augen gneis milonitizados, migmatitas y anfibolitas que se encuentran intercaladas con rocas máficas y ultramáficasalóctonas.

Todos los autores tratan de ubicar sus descripciones en las unidades existentes que consisten en las formaciones: San Agustín, Jones y San Lorenzo. Uwe Martens (2 007) indica que no se ha dado un nombre en particular a la ocurrencias de granofelsas con bandas de gneis y gneis fengita dentro del Chuacús del área del Progreso.

FORMACION SAN AGUSTIN

Definida por Bosc (1 972) con el nombre de Fm. San Agustín, aunque Newcomb (1 978) la define como gneis cataclástico retrogrado.

Se encuentra expuesto en el área de San Agustín Acasaguastlán que consiste en un cuerpo alargado de augen y ortogneis con orientación este-oeste, localizado al sur de la Falla San Agustín Acasaguastlán, entre y más delante de las serpentinitas al sur.

La composición oscila entre cuarzo-monzonita y granodiotita con foliación milonítica. Se asocia con las bandas de migmatitas y gneises que se observan en el río Hondo y río Pasabien.

La mineralogía es bastante homogénea en la zona de Pasabien, principalmente cuarzo + microcline + oligoclasa + biotita + clorita, que son reliquias ígneas, y el producto de recristalización y retroceso inducida por el fuerte esquila.

Bosc (1 971) determino que la formación San Agustín presenta minerales de alto grado en los gneis expuesto en el río Teculután. Por la

asociación mineral de: microclina + cuarzo + biotita + moscovita + \pm granate epidota \pm sillimanita, que indican que el área alcanzó las condiciones de facies de anfibolita, que van desde las subfacies de estaurolita–almandino a las subfacies de cuarzo–sillimanita–almandino–ortoclasa.

Existe una similitud entre los gneis expuestos en el Río Teculután y los que se encuentran en el Chuacús Central (sierra de Chuacús) donde venas irregulares cruzan gneis, deformes xenolitos están milonitizados por la intensa cizalla a la que se encontraban expuestos. Las diferencias existentes se encuentra en la presencia de sillimanita y la abundancia de feldespatos-K.

Pedro Suárez (2 005) indica un posible afloramiento de la formación San Agustín a lo largo del Río Uyus. Consiste en un esquisto cuarzo-mica-granate que indica que es denominado así por ser una unidad rica en mica y cuarzo. La asociación mineral consiste en mica blanca, cuarzo, opacos, zirco, rutilo, clorita. Una característica que indica el autor es que en sección delgada muestran los minerales haber sido deformados dos o tres ocasiones.

FORMACION JONES

Fue definida por Newcomb (1 975) con la localidad tipo a lo largo del río Jones, en el cuadrángulo Río Hondo se encuentra discordantemente cubriendo a la formación San Agustín. Fue también identificado en el Cuadrángulo el Progreso por Roper (1 976).

Está constituida principalmente por los esquistos pelíticos y filitas, cuarcita y mármol. Presenta cambios en la composición a lo largo de la falla de rumbo.

En el cuadrángulo de Río Hondo que se caracteriza por la oscuras filitas plegadas asociados con mármoles bajo en Ca orientados al suroeste en esquistos de mica en el cuadrángulo de San Agustín.

Filitas:

Van de grano fino a muy fino. Estas son rocas de cuarzo-moscovita-albita clorita, (biotitigranate). La recristalización se sugiere debido a que el cuarzo está generalmente poco clasificado y la albita sin maclas. Estas características, combinadas con su forma poligonal, sugieren que han sido recristalizadas. La turmalina y opacos son accesorios comunes.

Greenstones:

Son de muy grano fino, consiste de actinolita, clorita, talco y albita, con accesorios de epidota y opacos. El tamaño de grano es muy fino para una descripción textural significativa. En el campo, no hay evidencia de efectos de metamorfismo o bordes enfriados en contactos entre las greenstones y la litología adyacente. Esto se debe, en menor parte a la deformación y metamorfismo.

Marmol:

Capas delgadas que ocurre esporádicamente dentro de la Fm. Jones. Están uniformemente gradadas finamente, de color gris, alto en calcio con capas de filitas-micácea interbandeada. Éstas consisten casi por completo de calcita recristalizada con accesorios de moscovita, actinolita, epidota, albita y microclina.

Anfibolitas:

Asociadas con los mica-esquistos son de grano medio y se caracterizan por un débil bandeamiento composicional discernible sólo en sección delgada. Este bandeamiento está definido por bandas de anfibolita, zoisita, epidota y moscovita cuya alternancia con capas de material cuarzo feldespático la cual algunas veces puede ser calcita. Las anfibolitas, generalmente actinolita, rara vez hornblenda y minerales de epidota definen un fuerte desarrollo lineal con orientación preferencial la cual es usualmente visible en el campo.

FORMACION SAN LORENZO

Definida por Newcomb (1975) formada por mármol, granos finos de mármol que crecen en las partes centrales y orientales de la Sierra de Las Minas. Su color oscila entre negro y blanco y su modo de presentación es principalmente masiva, aunque bandas fino es localmente presente.

El mármol se produce dentro de la formación de Jones y forma un horizonte de buen marcador del grupo Chuacús en toda la gama de Sierra de Las Minas (Roper, 1976). Copos de mica verde de mármoles que contengan granate menor, y agujas de tremolita se encuentran NE y NW de San Agustín y en el patio de El Progreso (Bosc, 1971). En el área de Gualán, Johnson (1984) encontraron mármol dolomítico en la formación de San Lorenzo.

Martens (2 007) Un camino paralelo con el río Pasabién. Expone rocas metasedimentarias, altamente crenuladas con mica esquisto. Estas rocas son representativas de la formación de Jones. Expone en la parte septentrional de la sección granitos miloníticos, que están muy extendidas en la Sierra de las minas. Esos granitos pueden ser correlativos de ortogneises de Teculután y San Agustín Acasguastlán. El contacto entre metasedimentarias y rocas de metagraníticas está expuesta a lo largo de la garganta del río.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL COMPLEJO CHUACÚS

El rasgo estructural más importante es la zona de cizalla de Baja Verapaz definida por Carlos Ortega (2 005) que se encuentra ubicada en la parte central de Guatemala entre las fallas de Polochic y Motagua. Afecta a rocas ubicadas dentro de los valles de Salamá, Chicaj, San Gabriel y Urrán así como una pequeña porción del norte de la Sierra de Chuacús.

Pone en contacto a la secuencia Salamá (bajo grado metamórfico) y rocas de alto grado metamórfico el Complejo Chuacús (fotografía 4), cuyo contacto fue localizado por Ortega (2 005) al SW del poblado Rabinal. La falla tiene un rumbo general E-SE y un buzamiento hacia el S-SW de aproximadamente 75°.

Fotografía 4

Plano de falla que pone en contacto a las rocas de bajo grado metamórfico que comprenden a la secuencia Salamá y al Complejo Chuacús.



Tomada de: Carlos Ortega. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

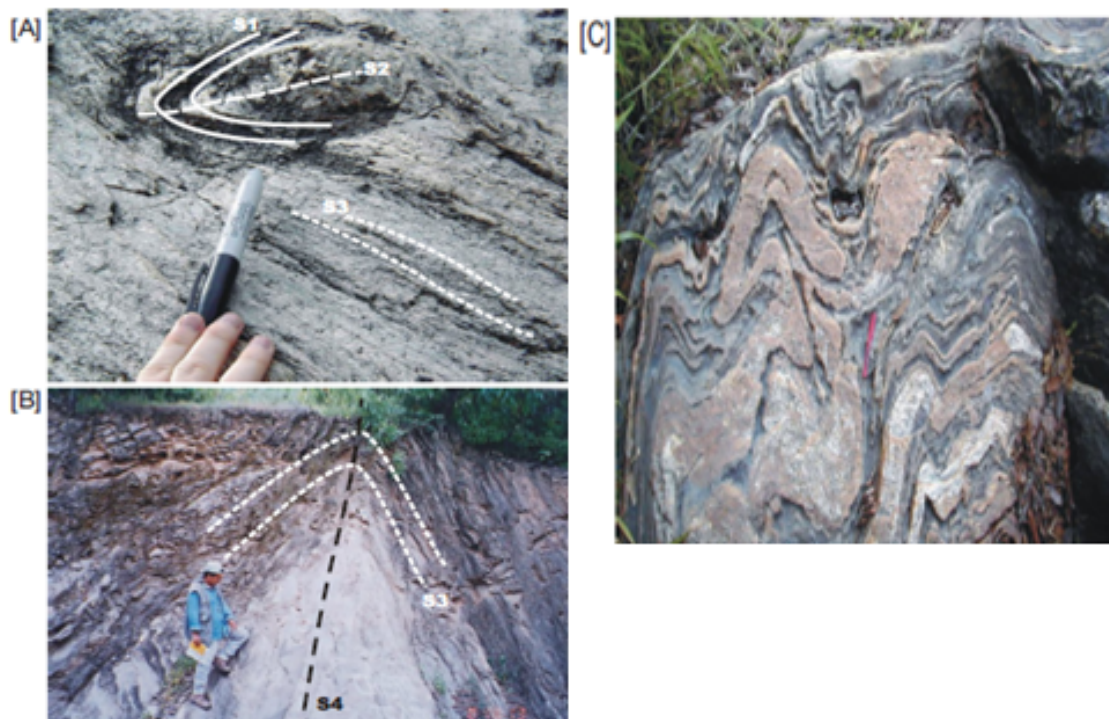
Requena (1 999) en el estudio realizado en la hoja Salamá indica que únicamente se pueden ver desarrollados dos tipos de foliaciones y corresponden a S1 Y S2. Y depende que area se encuentre observando (figura 7).

Contrario a lo observado por Carlos Ortega (2 005) quien indica cuatro eventos que han generado hasta foliación S4: la primera foliación (S1) plegada (S2) y de la cual se preservan algunas zonas de charnela que fueron arrancadas con el desarrollo de la foliación penetrativa (S3) en escala de afloramiento. La foliación (S3) se encuentra afectada por un plegamiento vertical abierto (S4) (Fig. 6).

Al sur del cuadrángulo de Salama en las cercanías a el Chol Ortega (2 005) indica la presencia de pliegues antiguos en secuencias paragneiscas. (figura 1 C)

Figura 6

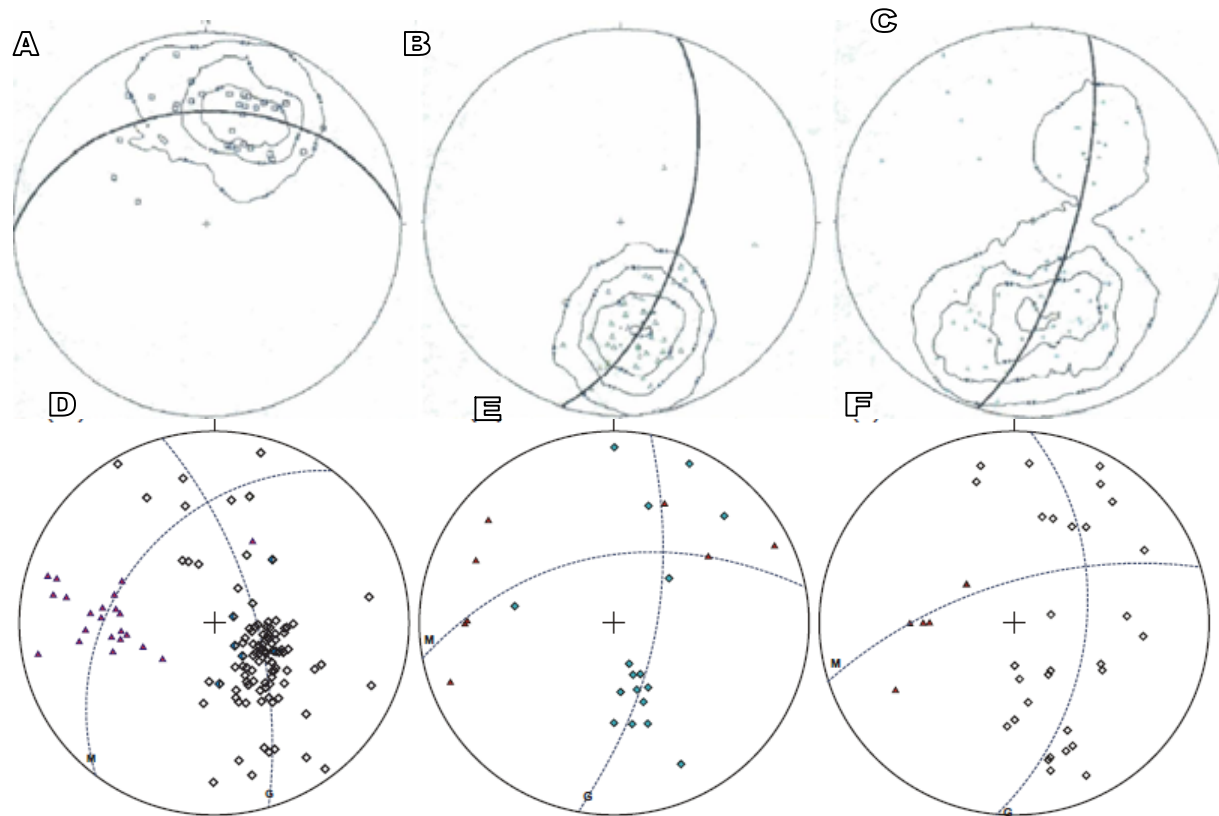
Tipos de foliaciones generadas en distintos eventos de deformación en el Complejo Chuacús: A) foliación S1, S2 y S3 en un secuencia de paragneiscas. B) foliación S3 cortándolas por la foliación S4. C) presencia de pliegues antiguos en los gneises cuarzo feldespático los cuales se encuentran replegados.



Tomada de: Carlos Ortega. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Figura 7.

Estereogramas de la foliación para las unidades del Complejo Chuacús: obtenidos por Requena (1 999) A) polos de foliación en el cuadrángulo este B) polos para la parte central del grupo Chuacús C) polos de foliación S1 para el Chuacus oeste en el mismo cuadrángulo. Ortega Obregón (2 005) foliación S1 cercana a la zona de cizalla D),E) y F)



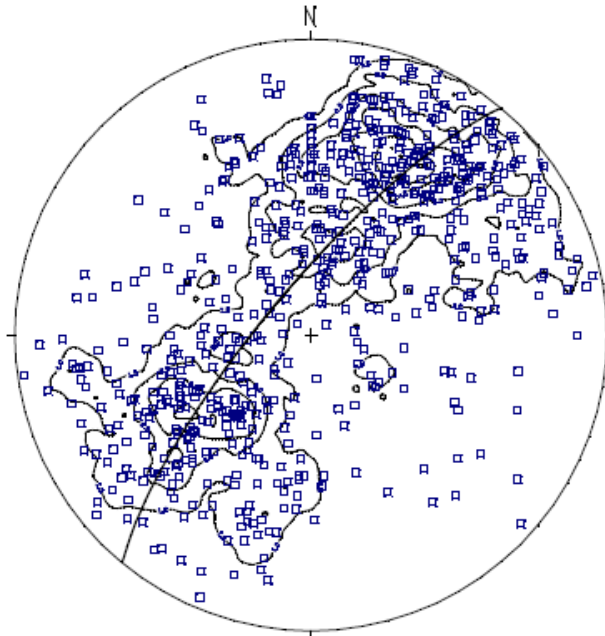
Tomado de: Requena, Jaime. Geología del Cuadrángulo de la Hoja Salamá. . Dirección General de Investigación. USAC/CUNOR. Cobán 1 999.
Y Carlos Ortega .*Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Vera*
Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Tanto Ortega (2 005) y Requena (1 999) en sus informes presentan la distribución de los polos de la foliación para las distintas unidades del complejo Chuacús las cuales se observan en la figura 7.

Ortega (2 005) indica que los ejes de los pliegues en los paquetes paragneísicos del complejo Chuacús (S4) son paralelos a la lineación de estiramiento del cuarzo observada en las rocas de la secuencia Salamá y del granito Rabinal, podría estar relacionado con la foliación (S1) desarrollada en las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal.

En el cuadrángulo de Granados Morán et al (2 000) indican dos eventos de deformación en la distintas unidades que comprenden al Complejo Chuacús, he indica que la S2 es el tipo de foliación es el elemento estructural más desarrollado en el área. Y lo presenta los polos en el estereograma de la figura 3. Además indica que se pueden observar una serie de pliegues que pueden ser: volcados, normales y recumbentes.

Figura 8
Estereograma que muestra la disposición de los planos S2 en las rocas metamórficas del Complejo Chuacús.



Fuente: Sergio Morán et al. Mapeo Geológico de Superficie del Cuadrángulo Granados, escala 1:50,000, USAC/CUNOR 2000.

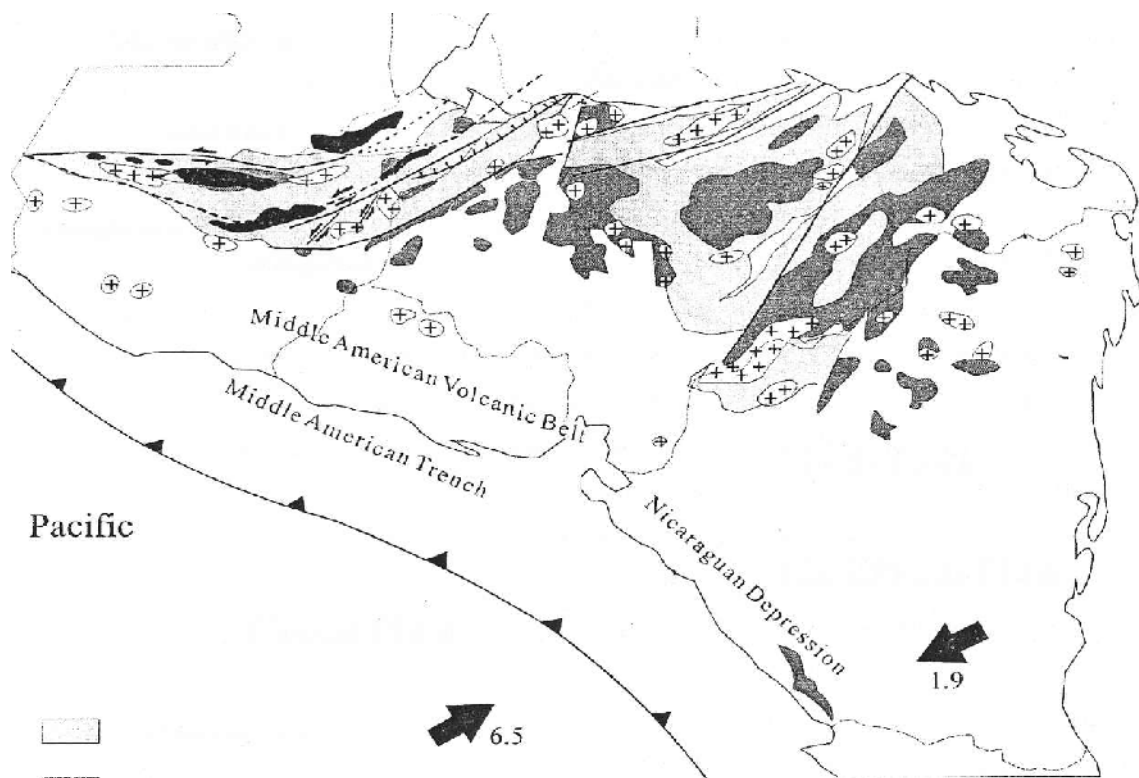
En el ámbito de los estudios sobre la evolución geológica de la región del Caribe, la tesis de RaikBachmann "megashears" and the early evolution of the Caribbean- structural geology and petrology of deformation zones in Guatemala and Honduras, aporta datos estructurales y cronológico de la zona del Motagua sutura (MSZ), América Central, que consta de cizalla sinistral, varias de desgarre y zonas de fallas. Estas zonas están bien para contener la historia temprana de la evolución del Caribe. El área de estudio se extiende desde la costa caribeña de Guatemala y Honduras hasta la costa del Pacífico de Guatemala (Figura 9). El objetivo del estudio de RaikBachmann era deducir un registro completo de esta historia, principios del Caribe, que incluye una caracterización de las fases de deformación y estilos diferentes, y su correlación con la evolución metamórfica. paragénesis minerales críticos se deduce y PT-caminos se construyeron. Resultados de cuarzo-c-ejes análisis textura y Ar / Ar y U / Pb de citas también se incorporan para obtener una PTTD completa de la ruta. Dúctil características estructurales fueron evaluados para obtener la dirección contracción dúctil. paleoesfuerzos campos se calculan para evaluar el cambio de las direcciones principio de estrés en el tiempo.

La placa del Caribe representa una unidad independiente de la litosfera entre los más grandes del Norte y las placas de América del Sur. Sus márgenes oriental y occidental consisten en zonas de subducción de arcos de islas evolucionaron de manera diferente (istmo de América Central, Antillas Menores), mientras que los márgenes norte y sur de la huelga en su mayoría representan transpresiva y una filial de deslizamiento o zonas transtensional corte, al igual que el Motagua, Caimán, y el Gran Sistema de las Antillas, la Cordillera de los Andes del Norte y las montañas del Caribe Sur (Beccaluva et al., 1995). Los tres tipos principales de corteza (Figura 1) se produzcan en la región del Caribe: (1) secciones de corteza con basamento pre-Mesozoico, (2) continentales del Mesozoico y Cenozoico la corteza, y (3) engrosado la corteza oceánica, formada durante el Cretácico Medio (Meschede y Frisch, 1998). El basamento pre-Mesozoico, que consiste en rocas metamórficas, como esquistos micáceos y gneises, es parte de América del Norte y del Sur y el puente terrestre de América Central. La mayor parte del basamento metamórfico está cubierta por areniscas del Mesozoico y Cenozoico, limolitas y lutitas. La parte sur del puente terrestre está formada por rocas primitivas del Mesozoico y Cenozoico arco magmático, como resultado de la subducción de la placa del Pacífico bajo la del Caribe. La parte principal de la placa del Caribe se compone de una corteza oceánica espesa que se formó sobre todo en el Cretácico Medio (Meschede y Frisch, 1998). Investigaciones geofísicas han detectado un B-reflector, que fue interpretado como la parte más alta de este kilómetros 15-20 de corteza

oceánica (Meschede Y Frisch, 1998). ¿Qué creó esta corteza anormalmente espesa aún se desconoce, algunos autores especulan sobre una evento "superplume" (Cox, 1991; Larson, 1991). La corteza oceánica boyante y dura se piensa que es la razón de la posición superior de la placa de la placa del Caribe (Meschede y Frisch, 1998).

Figura 9.

Mapa geológico y tectónico del bloque Maya y el bloques Chortís, velocidades de movimiento de la placa en cm / a son relativas a un marco de referencia del punto de acceso



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

RaikBachmann (2003) afirma que se distinguieron seis fases de deformación distintas por sus campos de tensión, deformación, metamorfismo relacionados, campos de esfuerzos y la cinemática (Tabla 1). Los eventos de

deformación dúctil se caracterizan por variaciones en la orientación de la foliación y lineación de estiramiento. Eventos frágiles se separaron en subgrupos homogéneos de análisis de planos de falla con caras de fricción. Debido a la cronología relativa fue posible obtener una subdivisión en eventos mayores y menores. (Tabla 1, Figura 10).

Tabla 1
Eventos de deformación a lo largo de la zona de falla del motagua

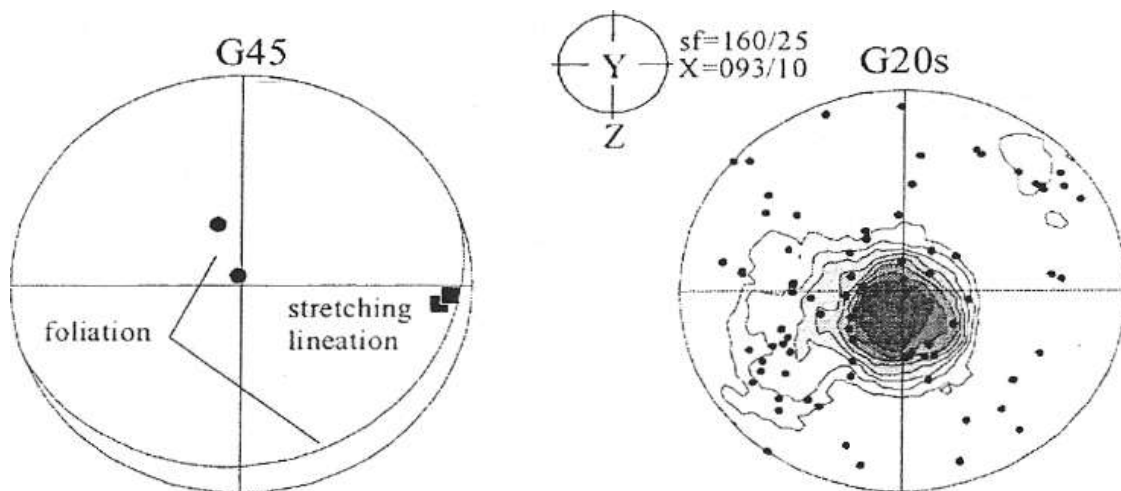
Phase	age	Metamorphism	strain respectively stress field, kinematics	mainstructure, interpretation
1	Grenville ?	high-grade metamorphism and migmatization	9	isoclinal folds; Grenville orogeny
2	Triassic / Jurassic	high-grade metamorphism	7	horizontal foliation; breakup of Pangea
3	Late Cretaceous / Early Tertiary	low-grade to medium-grade metamorphism	top-to-N thrusting top-to-S thrusting NE-SW compression	sinistral transpression; collision between Maya and Chords blocks, eastward escape of the Caribbean plate
4	Tertiary to Recent ?	None	NW-SE compression	dextral strike-slip faulting; possible response of changed motion direction of Farallon plate
5	Tertiary to Recent ?	None	NE-SW compression	sinistral strike-slip faulting: eastward escape of the Caribbean plate
6	Tertiary to Recent ?	None	N-S extension E-W extension	normal faulting; gravitational collapse

Rocas de basamento, que consisten en migmatitas, gneises y esquistos de mica, se exponen dentro de la zona de sutura del Motagua, sufrió un metamorfismo de alto grado y se multiplicaron sobreimpresiones de fases de deformación posterior. Revelan una deformación D1 (Tabla 1), que impuso pliegues isoclinales. Un basamento de migmatitas se relaciona también con la deformación episodio D1, estructuras adicionales no se han observado, debido a la destrucción por eventos jóvenes las deformaciones dúctiles y frágiles.

Una segunda fase de deformación (D2) se caracteriza por una foliación horizontal desarrollada principalmente en rocas del basamento, dicha deformación de alta temperatura se evidencia en el comportamiento dúctil de feldespato, y las texturas con orientación preferente de celosía de cuarzo-c-ejes con dominio $\langle a \rangle$ deslizamiento de prisma (m) planos (Figura 9; Schmid y Casey, 1986). La deformación dúctil de feldespato (recristalización por ejemplo, la fluencia luxación) indica la temperatura de deformación de más de 450°C (Tullis, 1979; Tullis, 1983).

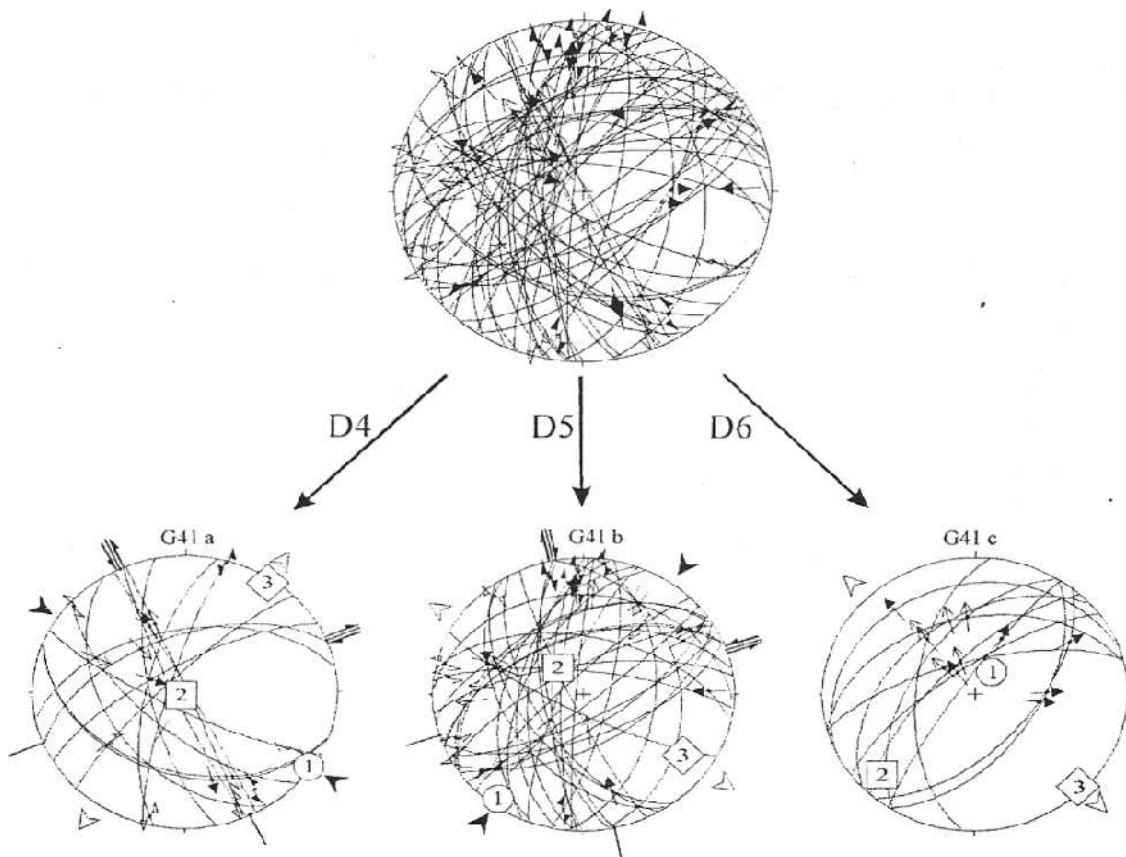
Figura 9.

Foliación y lineación de estiramiento muestra G45, y de los patrones de cuarzo-c-ejes de muestra G20s (mismo lugar), indicando $\langle a \rangle$ deslizamiento en (m) del prisma debido a la deformación a altas temperaturas (Schmid y Casey, 1986); evento D2 deformación.



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 10.
Separación de los eventos de deformación frágil en los análisis de los planos de falla medidos



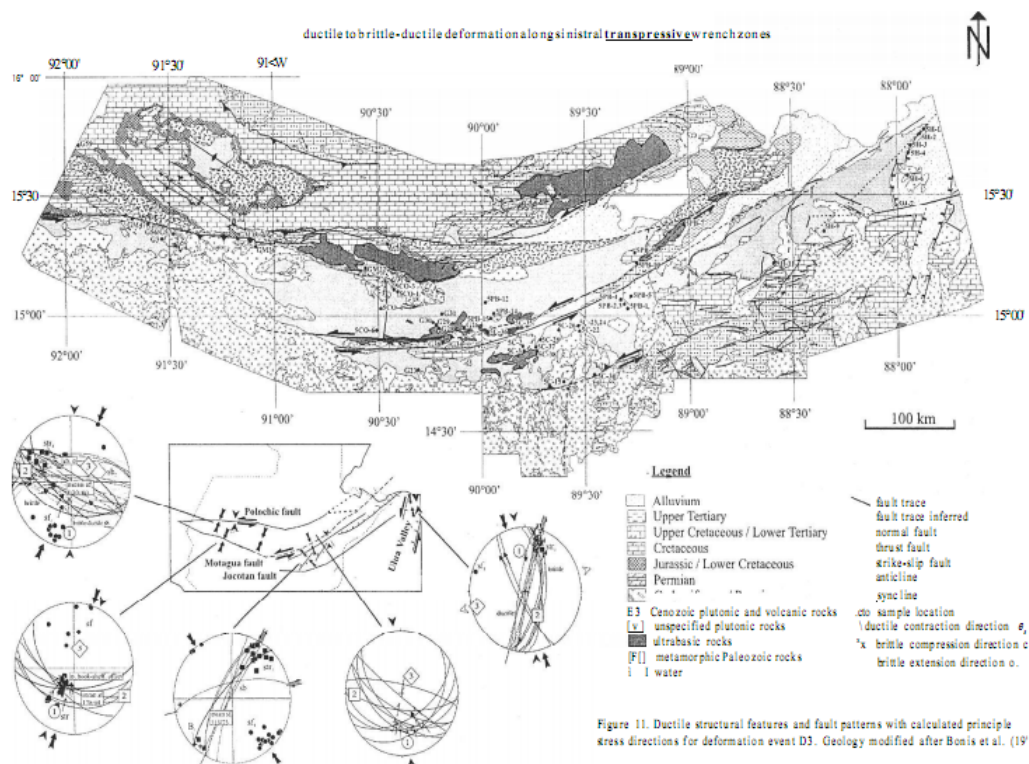
Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

El tercer evento de deformación presenta más penetración (D3) afectó a todas las variedades de rocas que ocurren dentro y en las proximidades de la zona de sutura del Motagua: Rocas del basamento, la cubierta del Paleozoico y Mesozoico, así como la serpentinita, que representa los restos de la corteza oceánica obducida anterior a esto. La deformación frágil de minerales de feldespato y el desarrollo de cuarzo a temperaturas de deformación de 270 ° C a 450°C (Tullis, 1979; Tullis, 1983). Facies esquistos verdes, sobrepresión metamórficas del basamento, la cubierta del Paleozoico y Mesozoico y organismos ofiolíticos es registrada por caras de fricción de clorita y epidota, recubrimientos de planos de falla, y su crecimiento a lo largo de planos de foliación y bandas de test de corte posteriores a escala microscópica para apoyar esta observación. Deformación acumulada en la parte coaxial (nor

ejemplo, la textura de cuarzo-c-ejes de Gols muestras, G19s en la Figura 12), pero no coaxial en rocas deformadas (por ejemplo, cuarzo-c-ejes textura de Gils muestra en la Figura 12) también fueron reconocidos. Afloramiento y microscópicos indicadores escala asimétrica en sentido cortante (CR-clastos, 5-clastos) apoyan esta acumulación de tensión no coaxial. La mayoría de los planos de foliación inmersión abruptamente al NNE y SSW y huelga de ONO-ESE (Figura 12), que se extiende alineaciones sumergirse sin problemas con ONO o ESE. Ejes sub horizontales veces muestran una orientación promedio WNW-ESE. Por lo tanto, que se extiende a lo largo de estos ejes se infiere. extensión WNW-ESE es apoyada también por heridas NNE tensión tendencia (Figura 12, G26). boudinage fuerte desarrollado a lo largo de la lineación de estiramiento. Afloramiento y la escala microscópica empinada NNE suave inmersión bandas de corte, observó en la sección delgada perpendicular a los planos de foliación y paralela a la lineación en general, figuran arriba a W desplazamiento de la pared colgante (por ejemplo, ubicación G1, Figura 12). dirección dúctil contracción es de dirección NNE-SSW.

Figura 11.

Mapa que muestra la disposición del evento de deformación D3.



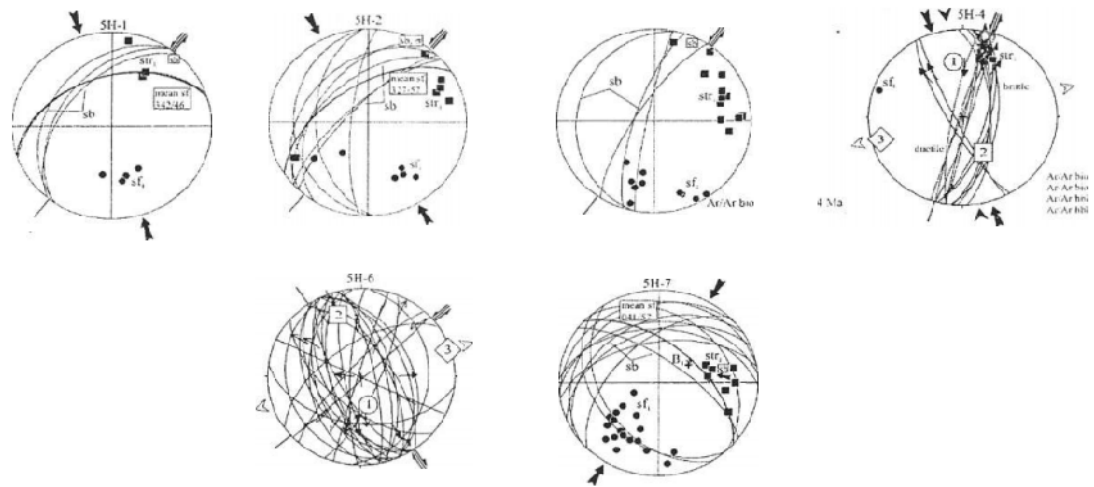
Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in Guatemala and Honduras.

Al sur de la falla del Motagua se producen fallas Riedel, que se alinean con un ángulo de menos de 30° a la falla principal con tendencia NE, con inmersión marcadamente NW, planos de foliación SW, hundiendo lineación de estiramiento y los ejes, apuntando a un eje paralelo que se extienden, pueden ser reconocidos (por ejemplo, 5C-26, Figura 12). Su orientación refleja la geometría de estas fallas Riedel con contracción dúctil y direcciones de compresión frágil-dúctil con dirección NW-SE. Por otra parte, una inmersión suave al SW, con lineación penetrativa de estiramiento, y los planos de foliación frágil-dúctil, se pueden observar en toda el área de estudio bandas de corte que indican desplazamiento N o hacia NE (por ejemplo, G56, 5PB-12, Figura 12) en los lugares, que están situados al norte de la falla del Motagua, mientras que el movimiento del plano cabalgante en lugares al sur del Motagua indican esfuerzos con dirección al S o de arriba a SW (5C-38 por ejemplo, la Figura 12). Metamorfismo de esquistos verdes asociado a esta deformación es también reconocido. En algunos lugares (por ejemplo G43f, GM38, Figura 12), el desplazamiento a lo largo de las fallas con dirección hacia NW también se registra.

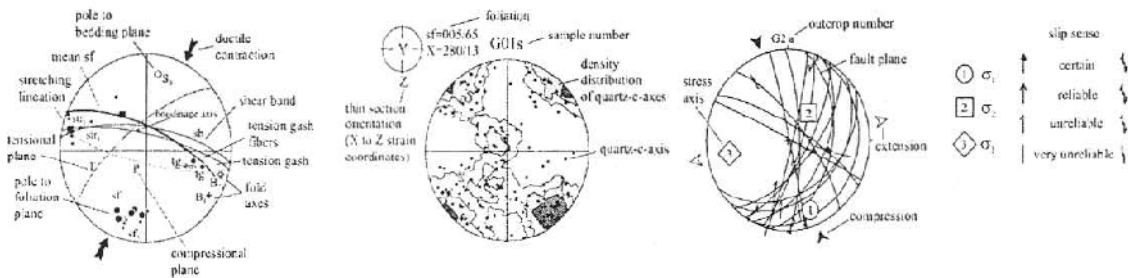
Figura 12.

Los análisis de deformación dúctil y las características estructurales frágil-dúctil afines D3 con direcciones principio estrés. Las abreviaturas de la siguiente manera: sf = foliación, str = lineación de estiramiento, tg = tensión, TGR, bi = fibras herida tensión, B = eje, sb = banda de corte, s0 = capas sedimentarias, CD = "0 = o, ,<j> = cr, y la dirección de X = lineación de estiramiento de cuarzo-ejes. Todas las figuras son más bajos del hemisferio, diagramas de igual área. Las fallas se dibujan como círculos grandes, alineaciones como flechas con la cabeza apuntando en la dirección de desplazamiento del bloque que cabalgan. Grado de certeza se muestran en el tipo de punta de la flecha de deslizamiento: completa - algunos, abierta - fiable, la mitad - no fiables, sin cabeza - incierto. Las flechas en torno a las figuras calculan la orientación local de compresión principales sub horizontales (a,) y extensión (CP2)

ductile to brittle-ductile deformation along the Uluá Valley (related to sinistral wrenching)



LEGEND



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in Guatemala and Honduras.

Debido a direcciones de inmersión subverticales y el ángulo de inclinación de los planos de foliación, las penetraciones subhorizontales de la lineación de estiramiento, la relación de bandas de corte, boudinage y estructuras de tensión de foliación y lineación de estiramiento, y los indicadores de corte asimétrico se observó en ambos afloramiento a escala microscópica, la deformación D3 se interpreta que ocurre en una zona de movimiento transpresivosinistral. Las texturas presentan orientación preferente de cuarzo-c-ejes que reflejan deformación a baja temperatura. Con los esfuerzos hacia NE y presión -a- con dirección SW empujando suavemente a lo largo de la inmersión de planos frágil-dúctil se puede observar al norte o al sur de la falla del Motagua. De igual manera se ve una contracción con dirección de compresión de aproximadamente NNE-SSW y la sobreimpresión de esquistos verdes,

compresión y movimiento sinistral se desarrollan dentro del campo de esfuerzos. Rara vez se observa dirección NW compresivo a lo largo de SSW a SSE en inmersión de planos de falla. Deformación a lo largo de fallas Riedel en el Valle de Ulúa, en el noreste de Honduras (Figura 1) también se relaciona con movimientos transpresivos sinistral a lo largo de la zona de sutura del Motagua. Por lo tanto, la compresión se encuentra orientada con dirección NW-SE a lo largo de las fallas Riedel (por ejemplo, ubicación 5c-26, Figura 12) se explica por el ajuste del campo de esfuerzos a las diferencias en la tendencia de la falla principal y el correspondiente fallas Riedel. En conclusión, el campo de tensión de la D3 es homogéneo a lo largo de la zona de falla Motagua, se establece un grado de esquistos verdes y deformación sinistral transpresiva dentro de la transición frágil-dúctil eventos de deformación D4 a D6 se caracterizan por fallas. La edad de las relaciones observadas en el campo permiten la subdivisión de las matrices con comportamientos heterogéneos en subconjuntos homogéneos, interpretado como eventos de deformación distintos (Figura 10). Se hizo la siguiente subdivisión:

La deformación del evento D4 se caracteriza generalmente por la suavidad del buzamiento con tendencia E y conjugada N para la tendencia de los planos. La resultante son sub horizontales con dirección de compresión NW-SE, dirección de extensión subhorizontal < 73 tendencias NE. En algunos lugares CRT tendencias N y CT3 E (por ejemplo, GM49a (Figura 14). Estas direcciones de los esfuerzos en principio parecen imponer movimiento con tendencia dextral con tendencia dominante E en el sistema de fallas.

Hay poblaciones de datos que revelan un campo de tensión con una tendencia NE y sub horizontales con orientación noroeste-sureste que definen el evento de deformación quinto (D5), dando lugar a una reactivación de planos de falla orientada de manera similar a la deformación D4.

Las fallas normales que representan un campo de esfuerzos con ejes sub verticales están relacionados con la deformación de D6. Ejes sub horizontales indican principalmente extensión NS, pero también la extensión EW. Moderada inmersión de planos de fallas normales muestran movimiento circular.

Figura 13.
 Mapa de patrones y direcciones de falla para el evento de deformación D4

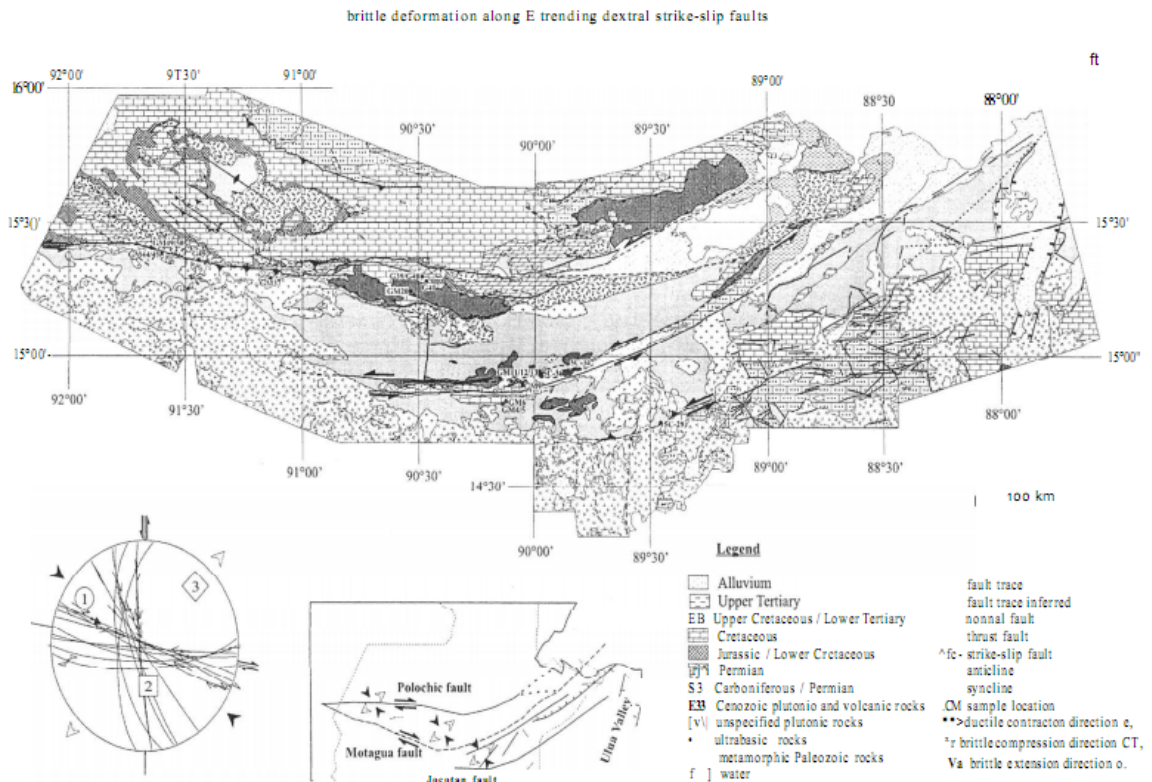
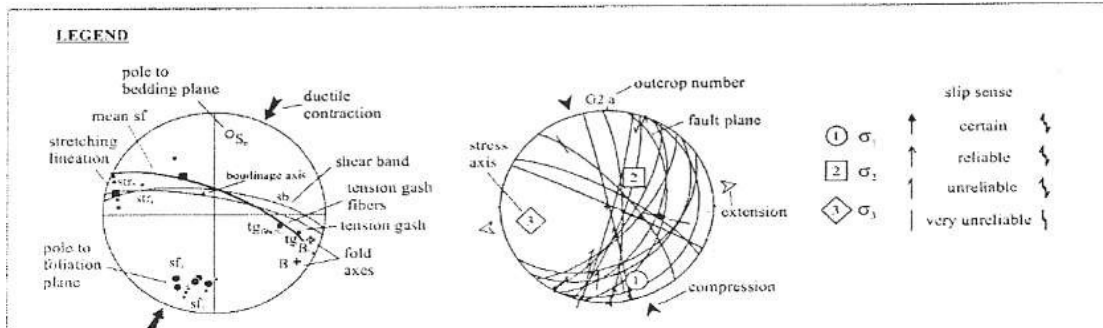
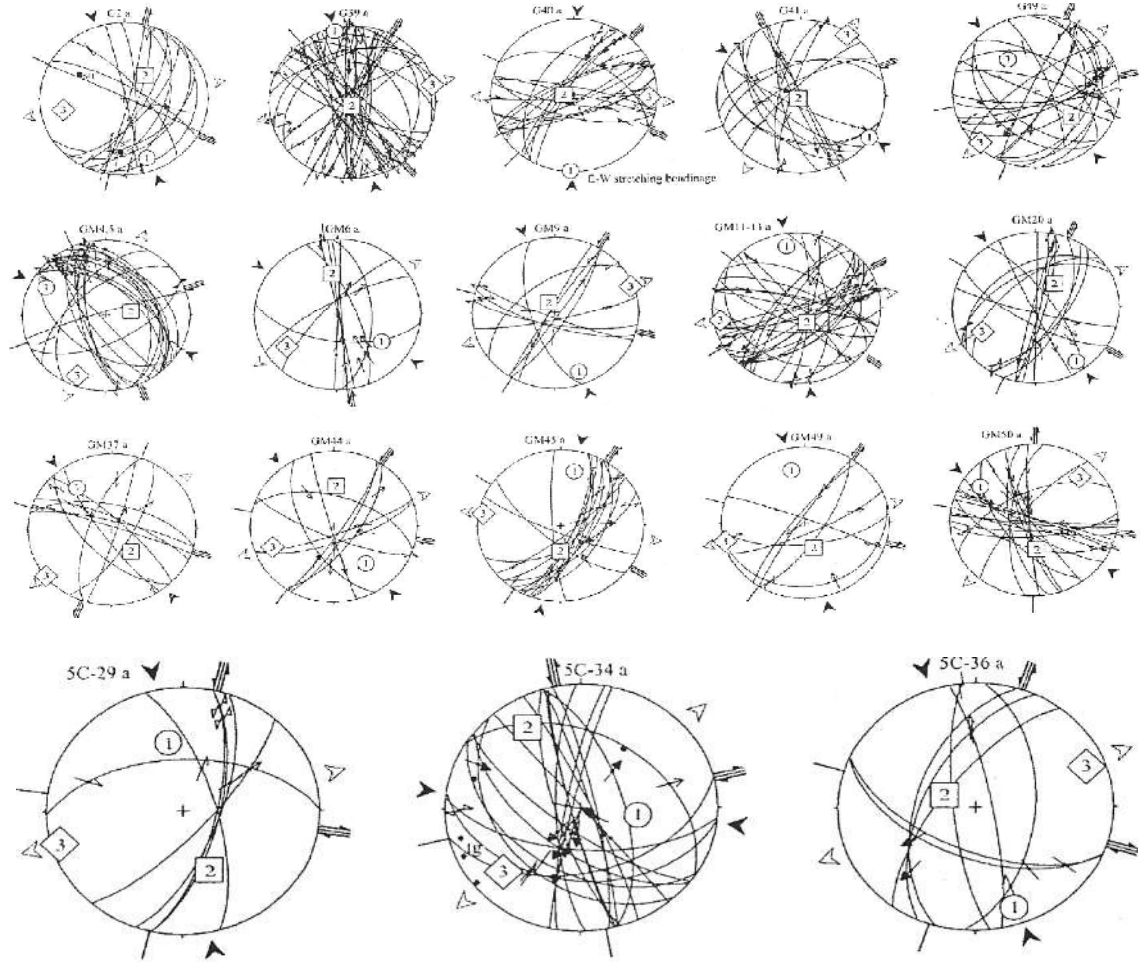


Figure 13. Fault patterns and calculated principle stress directions for deformation event D4. Geology modified after Bonis et al. (1970).

Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 14.
 Analisis de fallas evento D4 y cálculo de las principales direcciones de esfuerzos.



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 15.
 Analisis de fallas evento D4 y cálculo de las principales direcciones de esfuerzos.

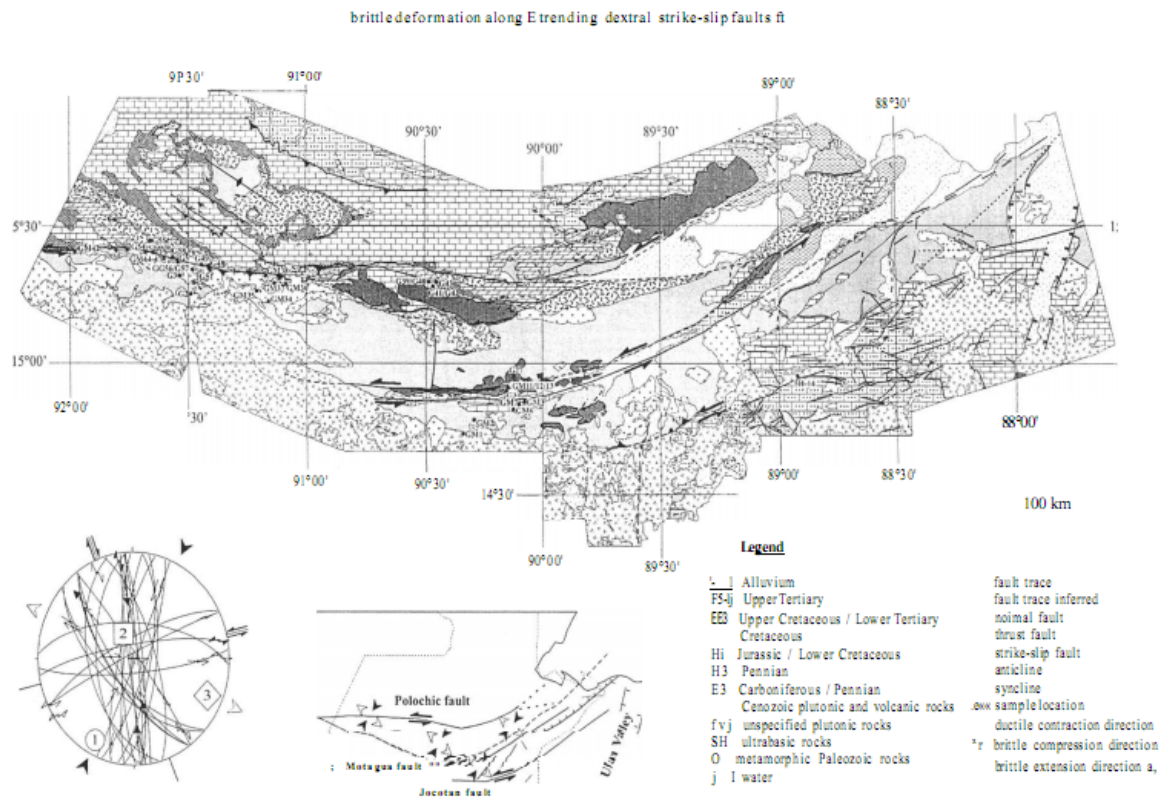
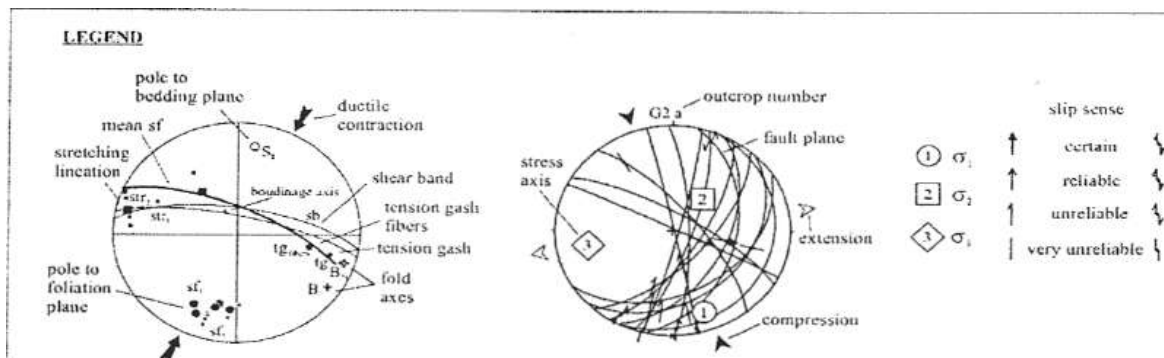
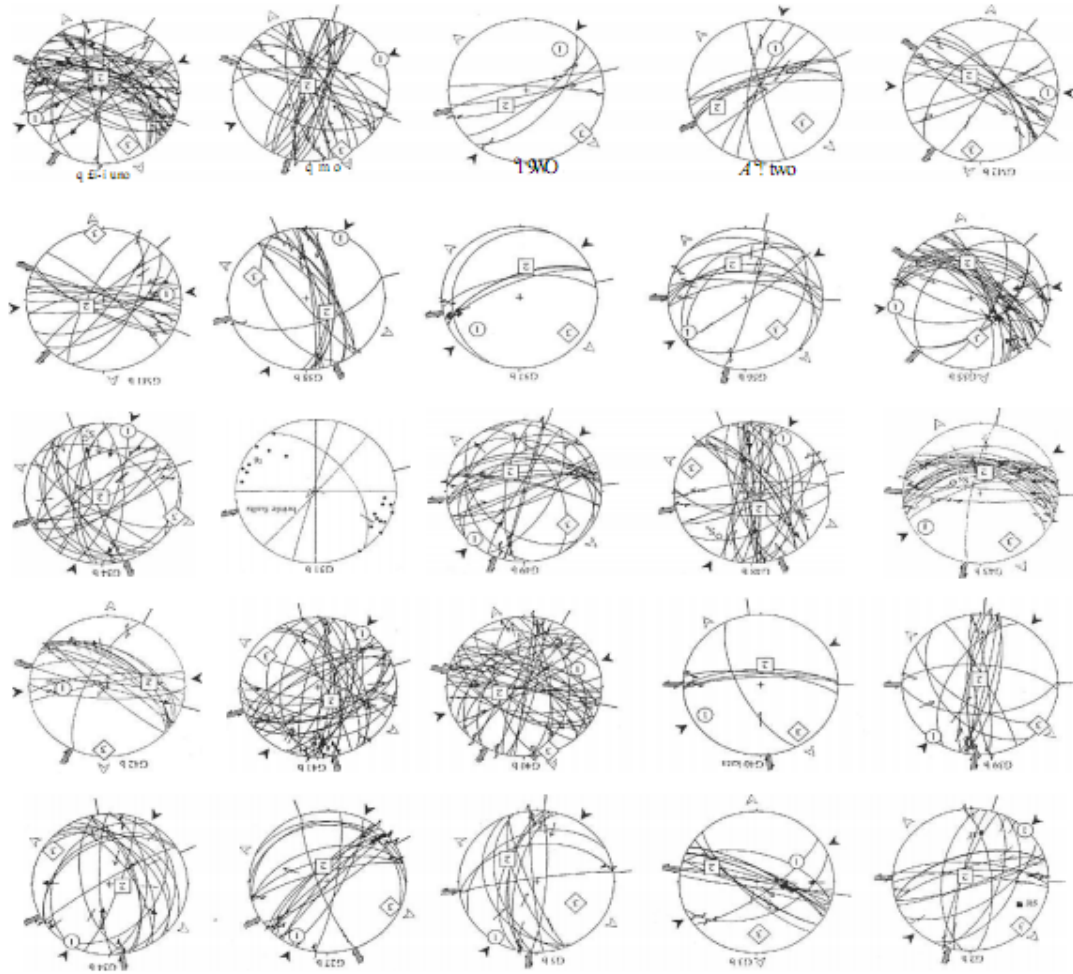


Figure 13. Fault patterns and calculated principle stress directions for deformation event D4. Geology modified after Bonis et al. (1970).

Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 16.
Análisis de fallas evento D5 y cálculo de las principales direcciones de esfuerzos.



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 17.
Mapa con la direcciones principales del evento D6

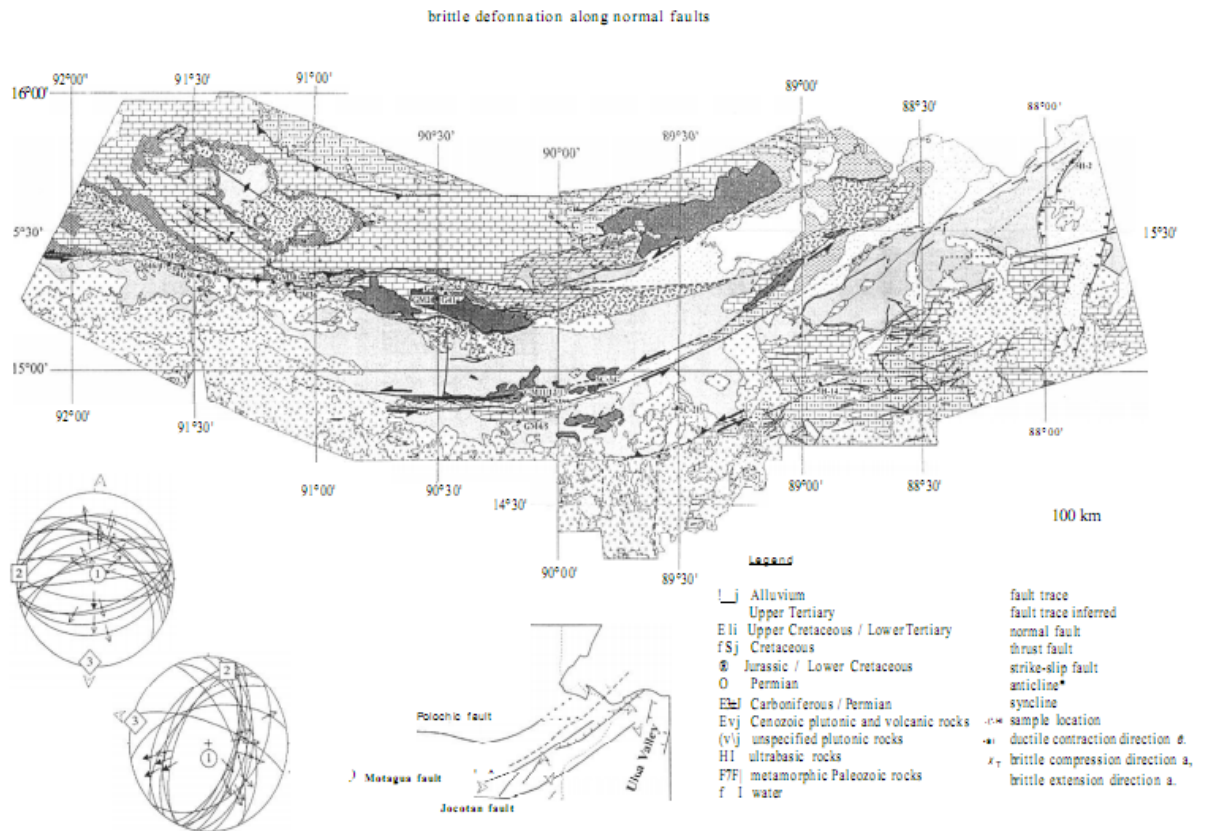
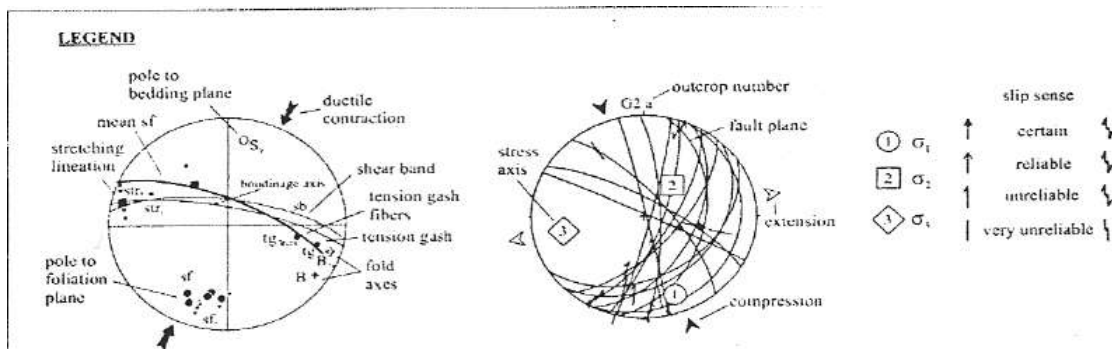
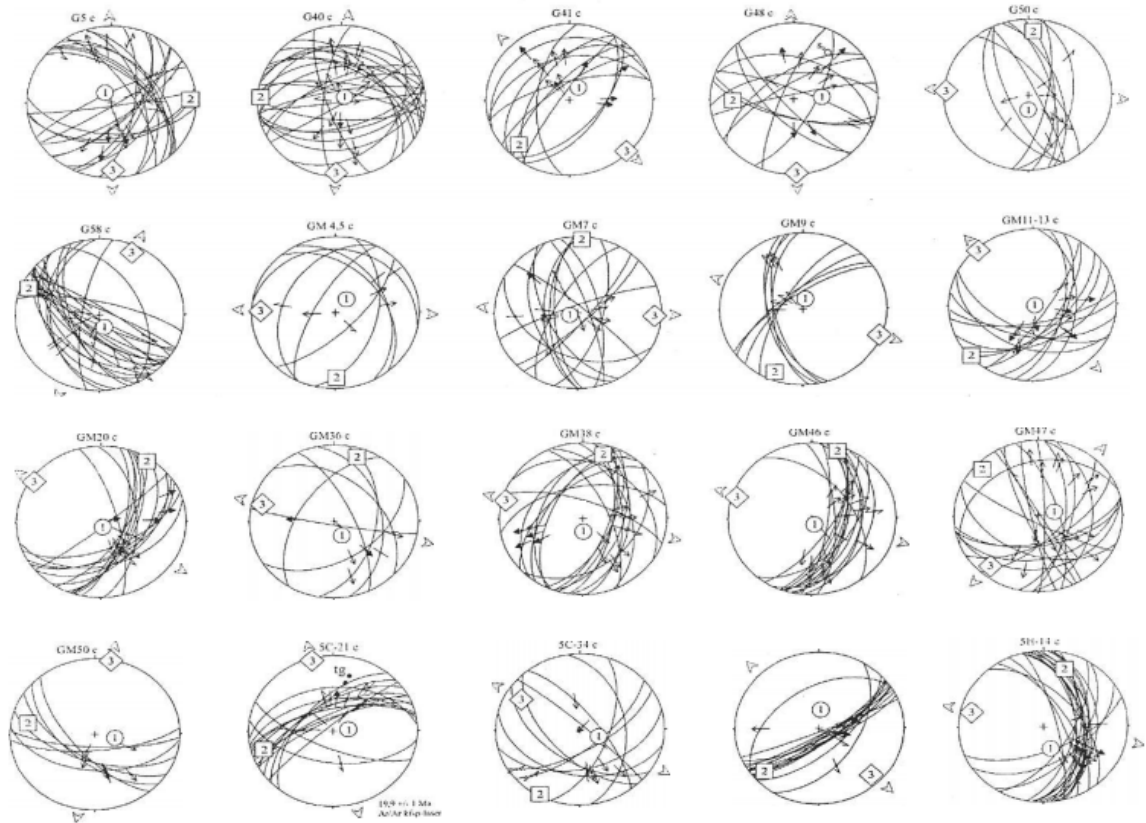


Figure 17. Fault patterns and calculated principle stress directions for deformation event D6. Geology modified after Bonis et al. (1970).

Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in Guatemala and Honduras.

Figura 18
Análisis de fallas evento D5 y cálculo de las principales direcciones de esfuerzos.



Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 17
 Mapa con edades de la zona de falla del motagua

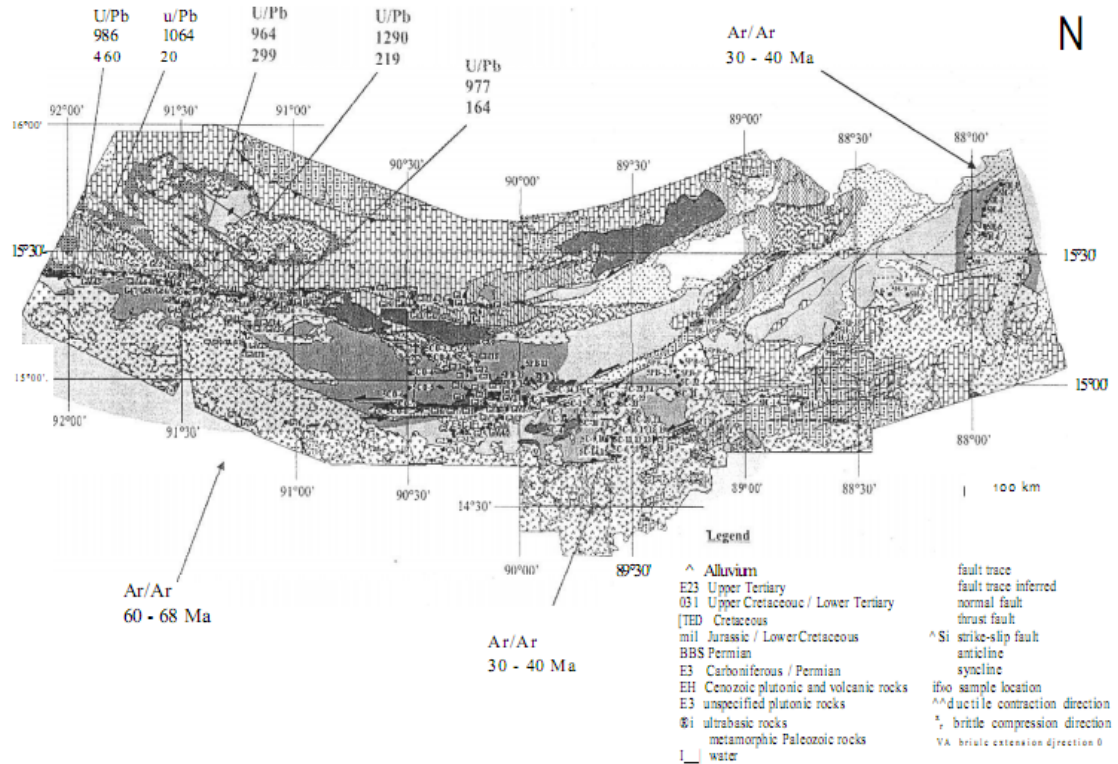


Figure 19. Distribution of Ar/Ar and U/Pb ages within the Motagua Suture Zone. For detailed data see text. Geological

Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

Figura 18
Mapa con litología de la zona de falla del motagua

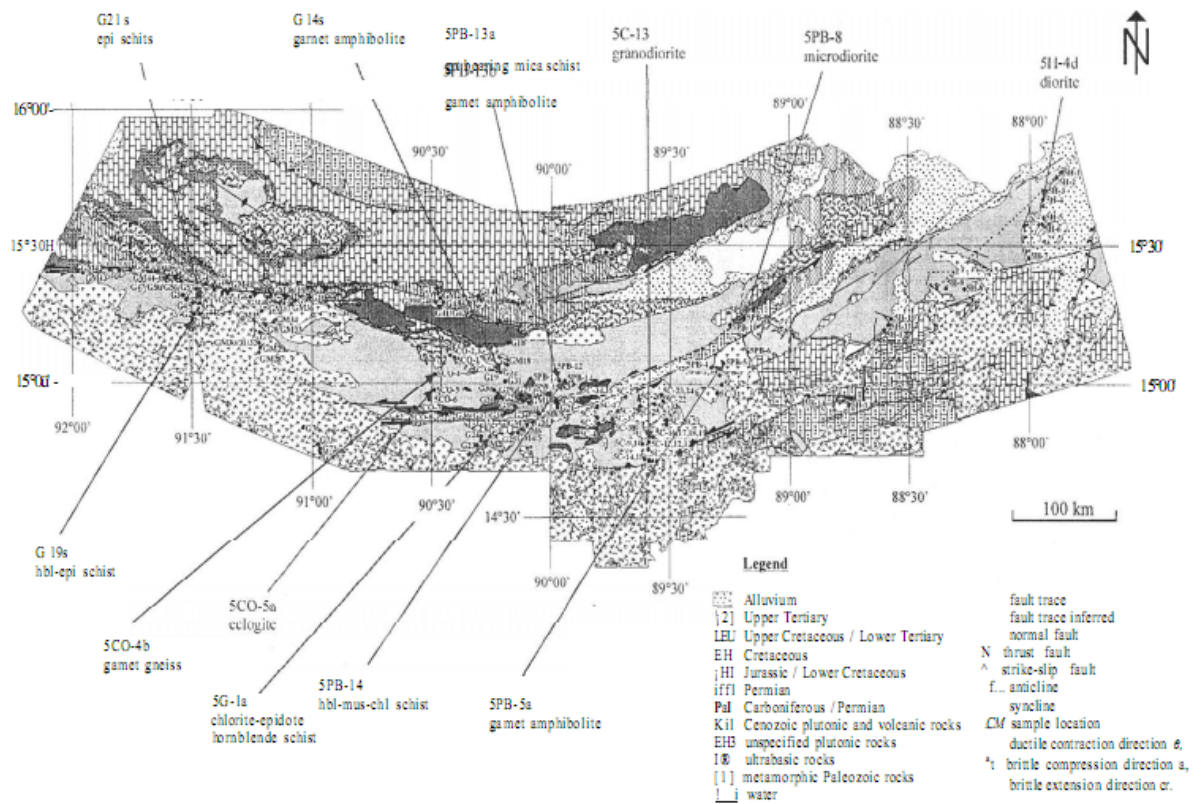


Figure 20. Locations of samples for petrological investigations. Geological map modified after Bonis et al. (1970).

Tomado de: RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in guatemala and Honduras.

DISCUSION

Lo que hoy denominamos “complejo chuacús” ha sido ampliamente descrito, en sus inicios fue nombrada como serie (McBirney 1963), sin embargo, la extensión de dicho complejo es muy amplia y las descripciones a través de distintos autores propiciaron que se le denominara Grupo, debido a diversas formaciones que fueron descritas.

A pesar de ello no se logró establecer un orden lógico, y una correlación adecuada, que permitiera comprender completamente a este paquete de rocas, por lo que se le denomina ahora complejo, y que parece adaptarse mejor a las características lito estructurales de estas rocas.

Por otra parte, la zona de la falla Cuilco-Chixoy-Polochic, la más larga de las numerosas zonas de fallas que cruzan el este de América Central, parece extenderse casi hasta la costa del Pacífico de Chiapas, México. Rocas del basamento al norte de esta zona de falla consisten en gran parte de rocas metaígneas cuarzo-dioríticas con algunos enclaves sin foliación de cuarzo-diorita y granodiorita posiblemente más joven. Rocas de basamento al sur de la zona de falla consisten en rocas dioríticas, granodioríticas y cuarzo en el suroeste y una secuencia metasedimentaria-metavolcánica en el noreste. La correlación más razonable de estas unidades de roca a través de los resultados de la zona de falla en menos de 50 km de desplazamiento total de las rocas del basamento desde el Paleozoico tardío. Esta conclusión está supeditada a la suposición, porque algunos autores consideran probable que las rocas del complejo basamento en los lados opuestos de la falla son de la misma edad.

Si las unidades metamórficas e ígneas del complejo basal en el oeste de Guatemala y Chiapas, se puede correlacionar como se sugiere aquí, no parece haber sido más de unas pocas decenas de kilómetros de desplazamiento horizontal a lo largo de la zona de falla occidental Cuilco-Chixoy-Polochic desde finales del Paleozoico con movimiento lateral izquierdo de la extensa: juego a lo largo de la parte oriental y central de la zona de la falla aún sería posible si la extensión occidental de la zona de falla se volvió hacia el noroeste hasta el valle del río Selegua de Guatemala durante una parte de la historia de la compensación. Sin embargo, no es una zona de falla bien desarrollada a lo largo de esta tendencia (AB) (figura 2), mientras que a lo largo del valle de Cuilco (CA). Por otra parte, Anderson (1968) ha demostrado que el desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la zona de falla ha sido sólo unos kilómetros cerca de la zona donde estos dos caminos por unirse. Por consiguiente, algunas otras

zonas o una combinación de ellas deben tratar de adaptarse a cualquier desfase entre las Américas y la placa del Caribe.

Al aceptar estas conclusiones, hay que tener en cuenta que la edad supuesta y la correlación estructural entre rocas del basamento norte y sur de la zona de la falla podría estar equivocado. Por ejemplo, el basamento en el sur podría correlacionarse con basamento en la región de Tehuantepec, como lo sugiere la reconstrucción de Malfait y Dinkelman (1972, Fig. 4). En esta zona de México, sin embargo, Williams y McBirney (1969) informan de que las rocas intrusivas tienen edades de 10 a 12 millones de años, por lo que es demasiado joven. Además, atraviesa zonas reconocidas por Kesler, en la zona de rocas metamórficas, y supone por lo tanto afloramientos al oeste y al norte de Tehuantepec donde han producido sólo rocas intrusivas, probablemente equivalentes a las de fecha dadas por Williams y McBirney (1969).

Por lo tanto, en ausencia de mayor información, parece probable que las rocas del basamento en los lados opuestos de la zona de falla Cuilco-Chixoy-Polochic puede considerarse equivalentes laterales.

Continuando la discusión, el complejo Chuacús es un cuerpo de rocas polideformada y de alto grado metamórfico y en ocasiones puede presentar unidades con minerales que sobreponen dos facies metamórficas, además que se presenta características texturales que evidencian condiciones de un metamorfismo de ultra alta presión.

El complejo Chuacús se encuentra ubicado en el centro de Guatemala entre los bloques Maya y Chortí (utilizada a principios sin considerar la propuesta de terrenos tectonoestratigráficos); hay una gran discusión acerca si este cuerpo de roca forma parte del bloque Maya, que así es propuesto en los compendios anteriormente realizados que corresponden a S. Millan (1985) y Donnelly et al (1990).

Existe la hipótesis que el Complejo Chuacús sea un cuerpo alóctono tectónicamente amalgamado y que tenga cierta relación con el grupo el Tambor que de igual manera fue emplazado al continente por la colisión del Cretácico Tardío (Harlow et al., 2004; Ortega et al., 2004).

Aunque también es debate si se trata de una colisión arco-continente, ocurrido al mismo tiempo en que ocurre la colisión del Bloque Maya y Chortí. El complejo Chuacús presenta minerales que indican que se encuentra en facies

de anfíbolita, además Ortega-Gutiérrez indica que se pueden observar minerales como omfacita, granate, rutilo y como accesorios cuarzo con fengita, zoisita y aragonito que sugieren un metamorfismo en facies de eclogita, esta facies sugiere la existencia de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura que corresponde a zonas de subducción. Además dentro de esa unidad se encuentra minerales de una segunda generación como granate, rutilo y plagioclasa sódica desarrollada posteriormente, como producto de una descompresión a alta temperatura que provocó también fusión parcial.

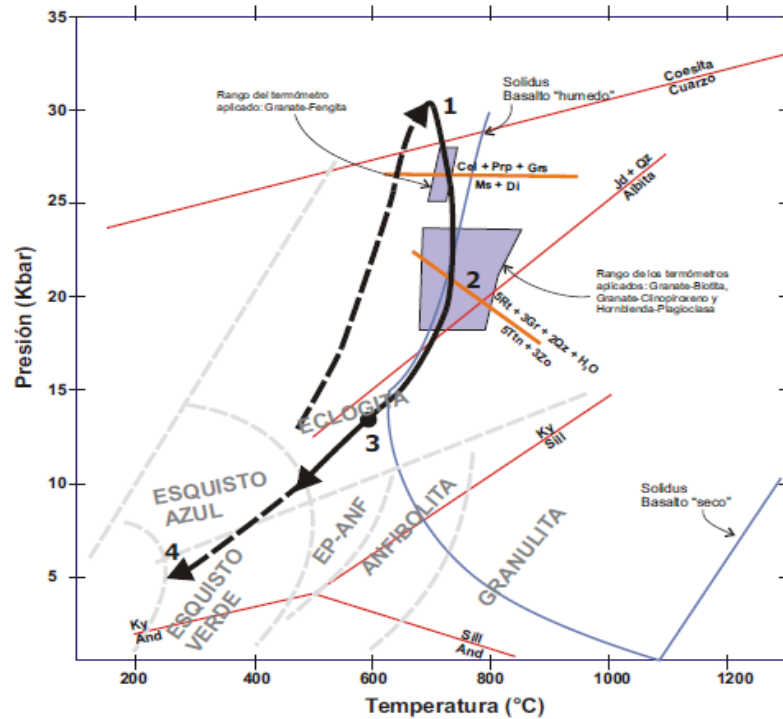
Para esas condiciones Uwe Martens et al (2007) indica que existen además unos ortogneises cuyo protolito fue atravesado por diques, que luego fueron sometidos a condiciones de facies de eclogita.

En otro informe Martens indica que el flanco sur de la Sierra de Chuacús expone la relación entre el Chuacús y el Grupo El Tambor donde existen abundantes eclogitas y gneises polimetamórficos. Indica el autor que existen características geológicas que evidencian una etapa común en ambos cuerpos de roca. Lo más sobresaliente es la existencia de cuerpos ultramáficos se encuentran introducidos en el Chuacús ambos de una cuña del manto de la subducción continental.

Luigi Solari et al (2004) indica también que el complejo chuacús no podría ser el basamento del Bloque Maya, ya que debido a sus características como la complejidad estructural y su metamorfismo de alto grado y que únicamente comparten historia común desde el cretácico tardío. A diferencia con la unidad que actualmente se conoce como aloctona el Grupo El Tambor que se supone viene compartiendo una historia más amplia.

La historia metamórfica de Chuacús indica evento de ultra alta presión, que fueron calculados por Ortega-Gutiérrez et al (2004) utilizando minerales como feldespato potásico, plagioclasa, granate, biotita, clinopiroxeno, fengita, anfíbol, epidota, los cuales sugieren cuatro fases. Llegando a las condiciones de ultra alta presión que luego hay un retrogradamiento a facies de grado medio a bajo que se asocia con un alto cizallamiento. La figura 4 obtenida por Ortega-Gutiérrez evidencia las fases que ha tenido el metamorfismo del Chuacús.

Figura 4
Evolución metamórfica del complejo Chuacús propuesta por Ortega-Gutierrez



Fuente: Carlos Ortega. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005

Ortega-Gutiérrez utilizó tres geotermómetros obteniendo temperaturas que van de 685° C a 832° C, con un valor de presión asumida de 20 Kbar. Aunque la presión más alta obtenida por Waters Martin (1 993 es de 26.5 Kbar) para una temperatura de 738° C utilizando como barómetros fengita-onfacita-granate.

Utilizando la clasificación de Miyashiro que define series de facies metamórficas que pueden definir cinturones orogénicos de los adyacentes que pudieran parecer que pertenecen a un mismo terreno. En base a ello se puede indicar que el Complejo Chuacús ha desarrollado dos series de facies propuesta por Miyashiro.

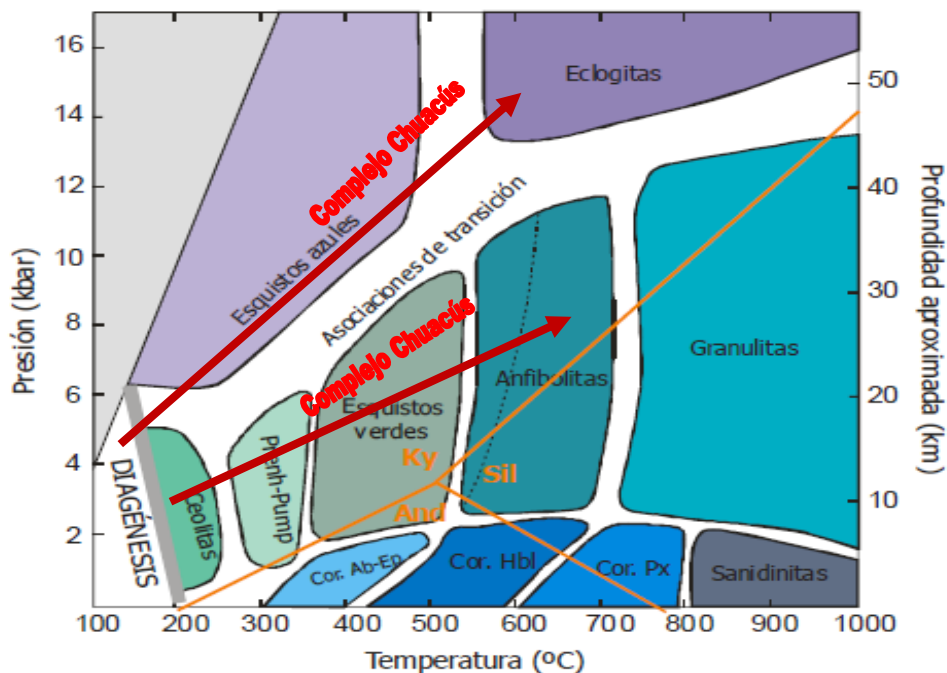
La primera correspondería a la serie franciscana que corresponde a alta presión para las unidades que se les encuentra relictos de facies de eclogita, que de acuerdo a Ortega-Gutiérrez (2 004) la localizo en las unidades de anfibolita por la asociación mineralógica de feldespato potásico, plagioclasa,

granate, biotita, clinopiroxeno, fengita, anfíbol, epidota y ocasionalmente glaucofana.

Y la serie que se encuentra más desarrollada es la barrowiense que corresponde a las unidades que presenta facies de anfíbolita y algunas unidades asociadas a metamorfismo retrogrado en facies de esquistos verdes asociados a la colisión del cretácico tardío.

La Sierra de Chuacús tradicionalmente tiene incluidas rocas eclogíticas en el bloque Maya (por ejemplo, McBirney, 1963,;Weyl, 1980,; El Donnelly et al., 1990); sin embargo, Ortega-Gutiérrez. (2007) considera ser un bloque separado de afinidad incierta. Estos bloques constituyen al continente con el ca. 1 Ga y Neoproterozoico sótano por rocas del Paleozoico que están separados por la zona de falla del Motagua.

Figura 5
Ubicación de las series metamórficas del Complejo Chuacús



Fuente: Evaluación Cualitativa de las Condiciones P-T del metamorfismo tomado de: http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Endogenall/metamorfismo_nuevo/apuntes/tema_02_2006.pdf

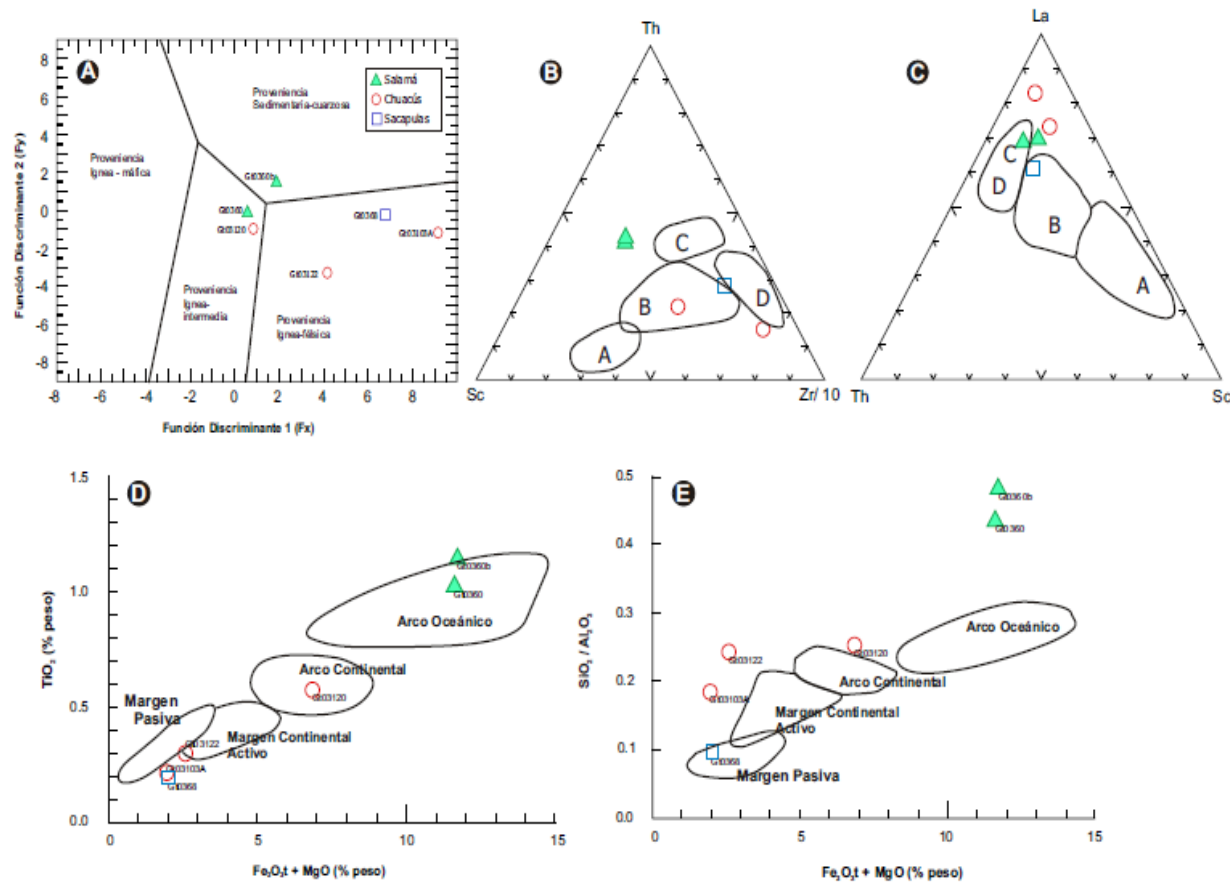
Las edades por Ortega-Gutiérrez obtenidas en los leucosomas de gneises migmatítico por U-Pb: 1049 ± 8.8 Ma como intersección superior que ha sido interpretada como material heredado de alguna fuente grenvilliana dentro del complejo Chuacús, además 302 ± 4.6 Ma como intersección inferior que se interpreta como coincidente con el evento de descompresión y fusión parcial. Otras edades obtenidas en el rango de 60 a 72 Ma son interpretadas como el producto asociado con la colisión al sur complejo Chuacús con el arco de las Antillas.

Carlos Ortega (2005) utiliza los diagramas de Bhatia (1983) para discriminar las areniscas de márgenes pasivas, continentales activas y arcos continentales y oceánicos. Que utiliza elementos mayores para determinar el origen de los sedimentos. Esto se puede observar en la figura 6.

El ambiente donde comienza la historia del complejo Chuacús puede sugerirse como un marco apalachiano con un prisma sedimentario al margen del bloque continental Ortega-Gutiérrez (2004), cabe mencionar un evento importante ocurrido en el Carbonífero que se evidencia en el metamorfismo que se asocia a la colisión entre Laurentia y Gondwana para formar Pangea.

Figura 7

Diagramas para determinar la procedencia del material original del Complejo Chuacús: A) diagrama para determinar la procedencia del material en base a elementos mayores, B) y C) triángulos de discriminación tectónica: A= Arco de islas oceánico; B= Arco de islas continental; C= margen continental activo; D= margen pasivo, D) y E) diagramas de discriminación de ambiente tectónico basados en el contenido de $FeO + MgO$, TiO_2 y SiO_2 / Al_2O_3 según Bhatia (1983)



Fuente: Carlos Ortega. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2005

De acuerdo a las descripciones hechas por Ortega-Gutiérrez existen evidencias texturales para sugerir que las rocas del complejo Chuacús sean consideradas de ultra alto grado metamórfico y que sería una característica esencial para poder definir a la unidades que se correlacionan con este Complejo caracterizado por ser de alta presión y alta temperatura.

En la eclogitas y anfibolitas se pueden observar distintas fases que corresponden a asociaciones retrogradadas.

La onfacita muestra un color verde y tiene un equilibrio textural con albita, granate y rutilo. La característica de los granates son débilmente coloreados en tonos rojizos en los contorno y tonos fuerte en el centro.

Son características las inclusiones de minerales pequeños que corresponde a rutilo, cuarzo y epidota.

Grietas radiales entorno infrecuente a las inclusiones de cuarzo son desarrollados por el cambio de volumen asociado con la transición a fases de SiO₂.

La anfibolita es aparente retrograda por la presencia de albita a menudo con forma y bordes pseudomorfos. El intenso pleocroísmo (azul) en las inclusiones de rutilo y granate sugieren que algunos anfíboles crecieron en fases de alta presión. Por el contrario el rutilo indica su cristalización en presiones bajas.

La plagioclas sódica (albita) esta en equilibrio con el resto de las texturas excepto la onfacita. El cuarzo además de presentar como inclusiones en granate y anfíboles coexiste con la albita.

La mica blanca está presente en muchas de las anfibolitas metaeclogitas y se ha determinado (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) como fengita con alto contenido de sílice.

La anfíbola es muy coloreados en tonos verdosos que varían de color marrón a grisáceo y azulado. Albita formas de grandes poikiloblastos con cientos de inclusiones de fases de alta presión como el granate, rutilo y clinopiroxeno, junto con hidratada, probablemente retrógrada anfíboles, titanita y raramente biotita y carbonatos primarios.

Otras fases de menor importancia pero importantes que se encuentran en equilibrio con la mineralogía de alta presión son zoisita, apatita y turmalina.

Ortega Gutiérrez et al (2004) realiza el análisis petrográfico de las texturas para las eclogitas del Complejo Chuacús rocas de facies de alta presión con el objetivo de la comprensión de su génesis, analiza la exsolución (texturas laminares) y los patrones de inclusión peculiares siendo estos:

Las texturas de exsolución incluyen:

- a) rutilo de granate, zoisita, anfíboles, y phengite
- b) de cuarzo, mica y otras fases desconocido de omphacite
- c) Las fases opaca de apatita, fengita y epidota
- d) las barras de rutilo pseudomorfos serpentina después de olivino o flogopita dentro de un mármol dolomítico
- e) anfíbol-Na en albita
- f) la fase opaca de rutilo.

Dentro de las texturas de inclusión que son menos abundantes se presentan como patrones anidados de varios sistemas de inclusiones subconcentricas se presentan en monocristales, tales como:

- a) del granate en hornblenda, con granate adjuntando cuarzo, y esta fase que muestra inclusiones de onfacita, zoisita
- b) dentro de granate cianita, con las inclusiones antigua explotación de cuarzo, rutilo o zoisita
- c) de cuarzo con inclusiones de rutilo-onfacita, todas ellas en anfíboles
- d) onfacita con inclusiones de cuarzo o rutilo cerrado en anfíbol, y esta fase inmerso en albita
- e) cianita adjuntando ilmenita de cuarzo, ilmenita de cierre, y el cuarzo, la celebración de circón en el interior
- f) onfacita inclusiones en zoisita a su vez contenidos en albita
- g) granate en cianita, estauroлита y con cloritoide incluidos en granate.

Otro sistema de inclusión-notable acogida de las rocas Chuacús implica circón como la fase de acogida, que muestra una gran diversidad de fases internas como euhedrales circón, biotita, rutilo, onfacita (?), y SiO₂.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ANDERSON, T.H. 1969. Geology of the San Sebastián Huehuetenango quadrangle, Guatemala.

Chiquín, Mauricio. Geología del cuadrángulo el Progreso. Dirección General de Investigación. USAC/CUNOR 2000.

Donnelly, Thomas, Et. Al. *Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks*. USA, The Geological Society of America, 1 990. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Kesler S. and Josey W., (1973) "comparison of the prelate paleozoic basement complex on opposite sides of the cuico-chixoy-polochic fault zone in western guatemala and southern mexico"

Kesler, et. al. (1970), "Rocks of Western Nuclear Central America: The Western Chuacús Group, Guatemala"

Martens, Uwe et al. Field Trip Guide 2 007 Field Workshop of IGCP 546 "Subduction zones of the Caribbean" High-pressure Belts of central Guatemala: The Motagua Suture and The Chuacús Complex. 2 007.

Martens, Uwe et al. Petrotectonic Evolution Of the Chuacús Complex, Central Guatemala, By U/Pb Geochronology. American Geophysical Union, 2 007 tomado de <http://adsabs.harvard.edu/abs/2007AGUFM.T11D..08M>.

Martens, Uwe. Geologic Relations Between The Maya Block and The Motagua Suture. Department of Geological & Environmental Sciences, Stanford University. Tomado de:
http://www.geociencias.unam.mx/~marina/poster/geochortis_poster.pdf

Millan, S.M. (Comp.) *Léxico estratigráfico preliminar de Guatemala norte y centro*. Guatemala: Usac/Cunor., 1 985. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Morán, Sergio et al. Mapeo Geológico de Superficie del Cuadrángulo Granados, escala 1:50,000, USAC/CUNOR 2000.

Ortega Gutierrez et al. Exsolution-Inclusion petrographic Phenomena In Eclogitic Rocks of the Chuacús Complex, Guatemala: Insights into its Burial and Exhumation History. Instituto de Geología, UNAM. 2 004

Ortega Obregón, Carlos et al. Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics. UNAM, Mexico, 2 008.

Ortega Obregón, Carlos. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Ortega-Gutiérrez, F., Solari L., Solé J., Martens U., Gómez- Tuena A., Morán-Ical S., Reyes-Salas M., y Ortega-Obregón C. High pressure-high temperature Alleghanian metamorphism in the Chuacús complex, Sierra de Chuacús, central Guatemala: petrology, geochronology, and tectonic implications. *International Geology Review*. 2 004.

RAIK BACHMANN 2003. "Megashears" and the early evolution of the Caribbean-structural geology and petrology of deformation zones in Guatemala and Honduras.

Requena, Jaime. Geología del Cuadrángulo de la Hoja Salamá. . Dirección General de Investigación. USAC/CUNOR. Cobán 1 999.

ROPER, P.J. 1978. Stratigraphy of the Chuacús Group on the south side of the Sierra Las Minas.

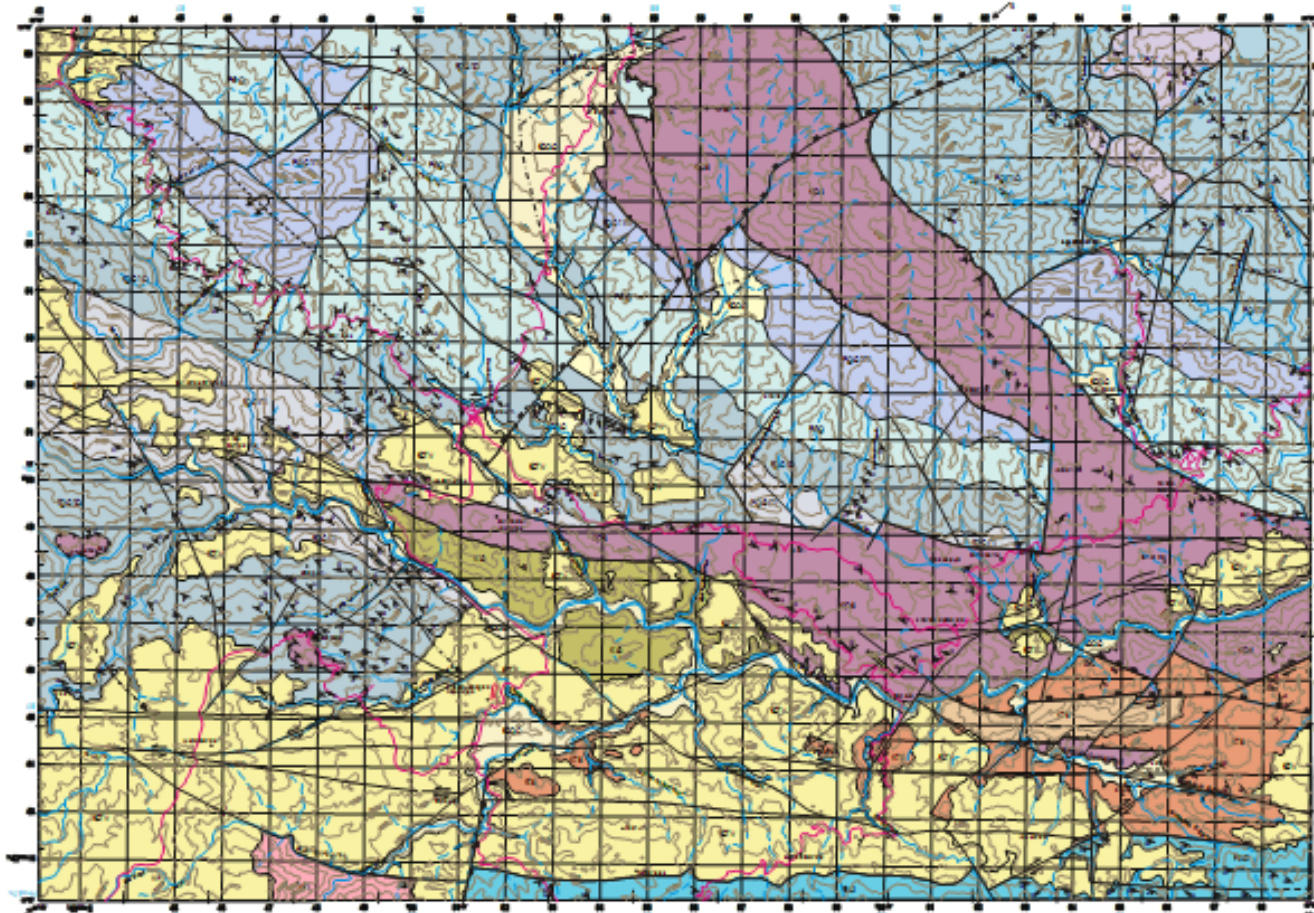
Solari, Luigi. Conexiones entre el sur de México y el Bloque Chortís: posibles restricciones geocronológicas y tectónicas. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 2007.

Solari, Luigi. Geology, Geochemistry and Tectonics of the Sierra de Chuacús Metamorphic Complex, Central Guatemala. 2004

SUAREZ COBAR, PA. Caracterización microestructural de una transecta de tendencia NW-SE, en el basamento metamórfico de Guatemala. 2 005

Van den Boom, Günter. *Petrofazielle Gliederung des metamorphen Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala*. 1 972. (Traducción libre Uwe Martens).

MAPA GEOLOGICO DEL CUADRANGULO GRANADOS



LEYENDA

- Formas y Contorno**
 - Contorno (brown)
 - Forma (yellow)
- Formas y Contorno**
 - Forma (orange)
 - Forma (pink)
- Formas y Contorno**
 - Forma (green)
 - Forma (purple)
- Formas y Contorno**
 - Forma (blue)
 - Forma (grey)

SIMBOLOGÍA

	R-1		RA-1
	R-2		RA-2
	R-3		RA-3
	R-4		RA-4
	R-5		RA-5
	R-6		RA-6
	R-7		RA-7
	R-8		RA-8
	R-9		RA-9
	R-10		RA-10

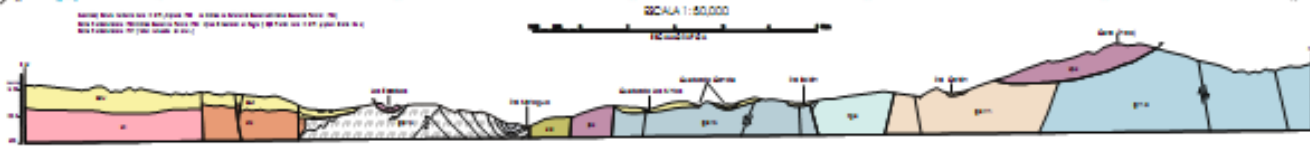
Elaboración y edición de datos por:
 Reyes L. García S., Elvira M. Luna & J. Requeña F. Jaime S.

Mapa a escala 1:50,000
 Edición 2010
 Edición 2010
 Edición 2010
 Edición 2010

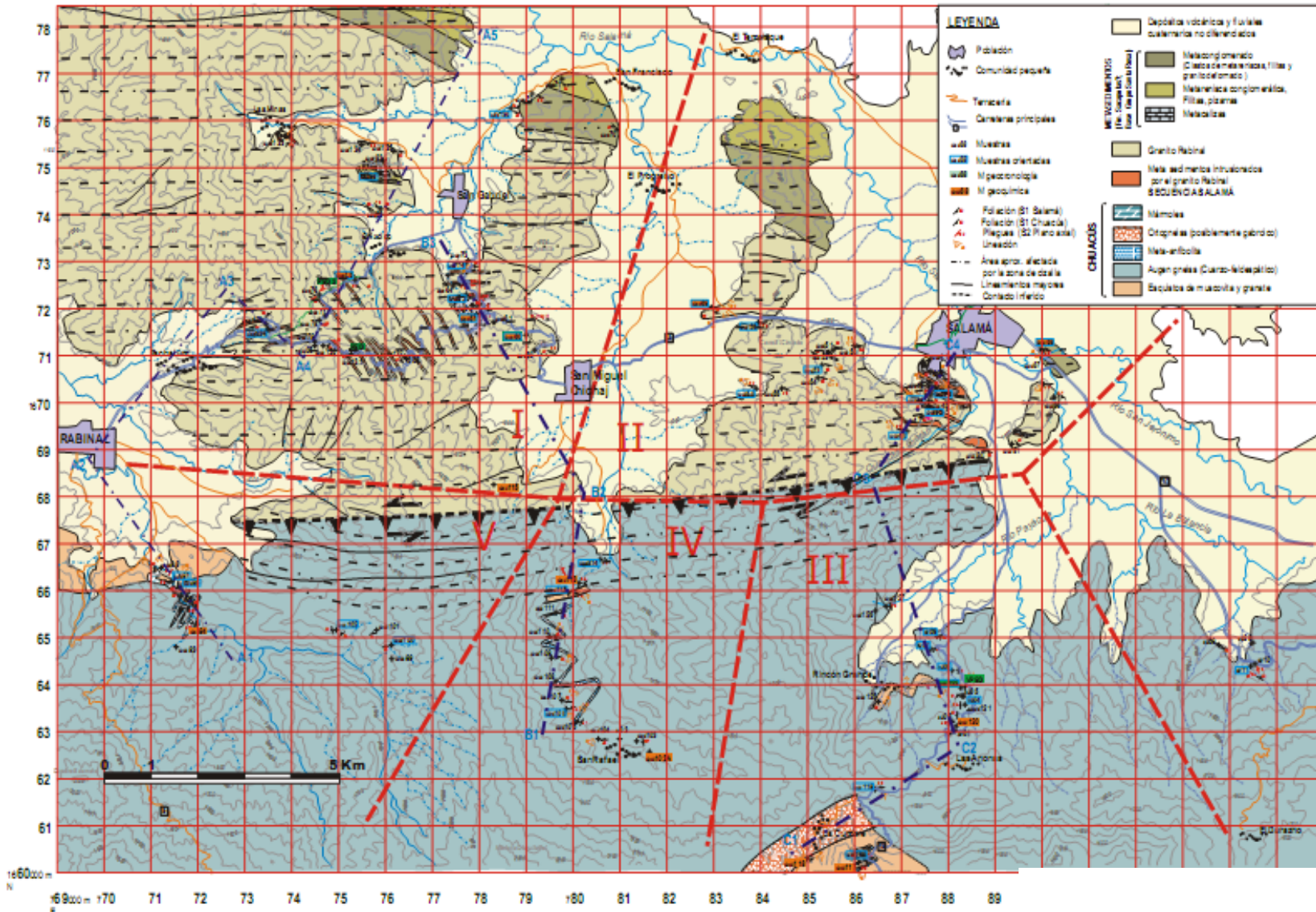


DIRECCIÓN GENERAL DE INVESTIGACIÓN (DGI)

CENTRO UNIVERSITARIO DE INVESTIGACIÓN (CUI)



MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO SALAMA (ORTEGA OBREGON 2005)



Created with

 **nitro**^{PDF} professional

download the free trial online at nitropdf.com/professional

GRANITO RABINAL

Ricardo Enrique Milián de la Cruz
USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010.

MARCO GEOLÓGICO

Ljunggren (1959) realizó un análisis petrográfico de muestras obtenidas en la sierra de Chuacús, particularmente del área de Salamá - Rabinal - El Chol y señala por primera vez la existencia de un proceso de granitización, que hasta ese momento no había sido identificado en tales rocas.

Roberts e Irving (1957) mencionan la presencia de gneises que pasan lateralmente a granitos y a rocas graníticas intrusivas. Según esto, no hay un contacto tajante entre granitos y gneises.

Weyl (1961) se une a los trabajos de Ljunggren y plantea, en concordancia con las ideas de Ljunggren, los siguientes procesos como responsables de la formación de las metamorfitas en las áreas antes mencionadas:

- 1) Un metamorfismo cinético (regional), que transformó el protolito sedimentario en esquistos cristalinos.
- 2) La albitización de los esquistos micáceos y la generación de los gneises de albita.
- 3) Deformación tectónica de los gneises de albita.
- 4) Un metasomatismo potásico y la generación del granito metasomático de microclina plagioclasa entre Salamá y Rabinal.
- 5) Deformación postcristalina local.

McBirney (1963) agrupa las rocas metamórficas, aflorantes en el área de Baja Verapaz, bajo el nombre de "Serie Chuacús". Este autor separa, exclusivamente, algunas unidades cristalinas de mármol, anfíbolita y granito. Él describió a este granito como una etapa de serie anatética migmatítica, es decir, el producto final del metasomatismo de rocas metamórficas.

El Granito Rabinal, McBirney (1963), se distribuye a lo largo de un área 20 Km de largo por 2 Km de ancho y en general es de grano grueso y no está foliado, excepto en la zona entre San Miguel Chicaj y Salamá donde está afectado por una zona de intensa cizalla y fallamiento.

Van den Boom (1972) concluyó que este granito no es un cuerpo magmático intrusivo, sino el producto final de la transformación por granitización de una meta-arcosa. La granitización se toma como el proceso final en un metamorfismo, en este caso del Grupo Chuacús.

En la Sierra de Los Cuchumatanes, Marcus (1974) ha descrito el "granito antiguo" que es muy similar a, y posiblemente correlacionable con el granito Rabinal.

Se han propuesto variadas ideas en relación a la génesis del denominado "granito", que aflora asociado con esquistos verdes. Se citan algunas a continuación:

TABLA No.1
Algunas propuesta de génesis para el granito Rabinal.

Autor	Génesis del Granito
Sapper (1937)	Intrusión magmática
Roberts e Irving (1957)	Intrusión magmática
Ljunggren (1959)	Generado por granitización
Weyl (1961)	Generado por granitización
McBirney (1963)	Anatexia seguida de intrusión magmática

Günter van den Boom, *Petrofazielle Gliederung des metamorphen Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala*. Guatemala: Usac/Cunor 1972. (Traducción libre Uwe Martens).

Donnelly (1990) sugiere una edad del Carbonífero temprano tanto para el Granito Rabinal como para el plutón de la Montaña Pine Ridge en Belice, aunque se ha asumido que este último, intruye rocas sedimentarias del Paleozoico y que no existe aureola de contacto.

Jaime Requena (1999) establece que el granito Rabinal es una meta-arcosa, que esta constituida, además, de una no plenamente establecida interestratificación de filitas con caliza cristalizada. Internamente este cuerpo cristalizado no muestra foliación, aunque se puede observar en ambos contactos, inferior y superior, que su paso es transicional hacia metareniscas, matagrawacas y filitas. La mineralogía dominante son feldespatos potásicos, cuarzo y clorita mostrando una textura granular.

Morán et., al. (2001) propone que el Granito Rabinal es una arcosa recrystalizada (metarcosa), con las siguientes características particulares:

- 1) El contacto entre la metarcosa y las rocas aledañas es gradual
- 2) Los mismos rasgos estructurales encontrados en las rocas locales continúan en la roca recristalizada
- 3) Cuerpos lenticulares de pizarras dentro del cuerpo que sigue la orientación local
- 4) No existen minerales de alto grado metamórfico
- 5) No existe aureola de contacto.

El mismo autor cree que el granito Rabinal y el plutón de la Montaña Pine Ridge caen en un mismo rango de edad y la ausencia de una aureola de contacto, hacen parecer que se trata de la misma secuencia y que la edad más joven es la del metamorfismo y no la del magmatismo y emplazamiento tal como lo refiere Donnelly et al (1990).

Carlos Ortega (2005) concluye que el granito Rabinal intrusiona a la secuencia Salamá, metasedimentos, y está afectado también por la deformación asociada a la zona de cizalla de Baja Verapaz, con indicadores cinemáticos en afloramientos y en láminas delgadas de tipo inverso hacia el NNE. Según su contenido mineralógico modal es un monzogranito-granodiorita de moscovita.

Esta zona de cizalla es la que pone en contacto rocas metasedimentarias y metavolcánicas de bajo grado intrusionadas por un cuerpo granítico (granito Rabinal), con rocas que sufrieron metamorfismo en condiciones de alta presión y temperatura media-alta del complejo Chuacús. Además no hay evidencias de una relación intrusiva entre el granito Rabinal y el complejo Chuacús.

Pedro Suárez (2006) concluye que no se han encontrado evidencias que demuestren que el granito milonitizado de Nimacabaj (granito Rabinal) grade hacia los metasedimentos vecinos. Un importante evento de deformación dinámica generó una secuencia milonítica compuesta por protomilonitas, milonitas y filonitas muy semejantes a filitas.

LOCALIDAD TIPO

Las mejores exposiciones de este cuerpo granítico se encuentran en el Río Nibacabaj al norte del poblado de Rabinal donde se aprecia una masa granítica muy homogénea con algunos xenolitos de las rocas de la secuencia Salamá y sobre la carretera que comunica las poblaciones de San Miguel Chicaj y Rabinal, donde se observan una serie de diques que cortan esta misma secuencia.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

El granito Rabinal se extiende a todo lo largo dentro del cuadrángulo Salamá en dirección E-W y en dirección N-S desde el contacto con el complejo Chuacús hasta el margen norte, aunque se acuña hacia el oriente hasta prácticamente desaparecer bajo las rocas de la Sierra de las Minas.

En el cuadrángulo San Jerónimo aflora al NW como una banda que se extiende en dirección W-E variando su espesor aparente de 90 m al occidente hasta aproximadamente 1 200 al oriente.

En la hoja cartográfica Cubulco el granito Rabinal aflora al NE del municipio de Cubulco y norte de Rabinal, como una banda que se extiende con dirección E-W.

En el cuadrángulo Tukurú el granito Rabinal se expone como una faja con dirección W-E, iniciando al NW en los alrededores del municipio de Tamahú y extendiéndose hasta el NE de Tukurú, en el departamento de Alta Verapaz.

LITOLOGÍA

En general es un granito más holocristalino y equigranular de grano medio a grueso hacia el poniente (norte y nororiente del poblado de Rabinal) además de presentar deformación en menor grado, al menos no tan visible en escala de afloramiento. Por otra parte, al poniente del poblado de Salamá y entre las poblaciones de San Miguel Chicaj y San Gabriel, el granito es igualmente holocristalino pero inequigranular con tamaño de grano de fino a medio y con porfidoclastos de feldespato potásico, aunque localmente los porfidoclastos pueden ser de cuarzo y en ocasiones de plagioclasa. Además en esta zona está afectado intensamente por cizallamiento.

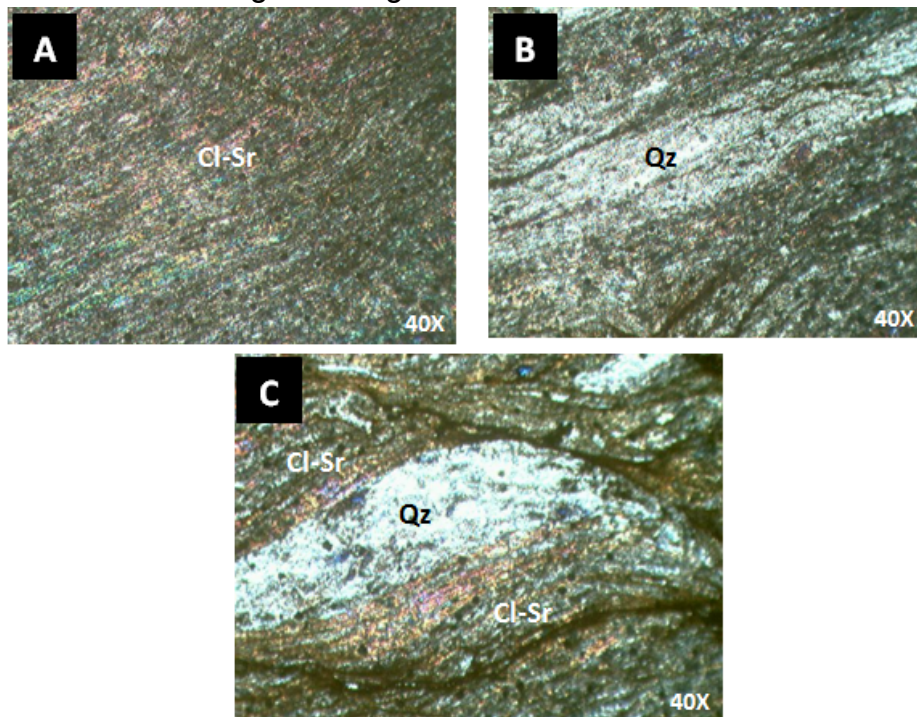
En los alrededores de Tamahú es característico un cambio de fábrica que va desde porfidítica hasta cataclástica. La textura principal del granito es la mirmequítica, la cual se presenta en rocas ígneas que han experimentado un intercrecimiento de cuarzo vermicular y plagioclasas (Marroquín Hún 2008).

El granito cataclástico se compone de fragmentos angulosos, monocristalinos y policristalinos con una variación de tamaños que decrece progresivamente desde protocataclasitas (30% a 45% de matriz) hasta cataclasitas (50% a 65% de matriz) en la cual actúa la cataclasis que es la reducción de tamaño de grano.

El granito ígneo microscópicamente posee una textura granoblástica a granofídica. Intercalada entre los granos se encuentra sericita, la cual es una degradación de las plagioclasas en donde ha sido alterado el potasio, debido a cambios de temperatura y presión (Daetz 2008). En el cuadrángulo San Jerónimo el granito Rabinal exhibe cuatro tipos de textura distintiva: ultramilonítica, milonítica, protomilonítica y masiva a levemente foliada (Ricardo Milián 2010).

La textura ultramilonítica presenta cuarzos alargados paralelamente a la foliación de cizalla. Microscópicamente muestra la relación clorita-sericita en una abundancia relativa del 90% como matriz y de porfiroclastos y bandas de cuarzo en un 10% aproximadamente (ver fotografía No. 1)

FOTOGRAFIA No. 1
Microfotografía de granito con textura ultramilonítica.



A) Textura lepidoblástica en cristales de clorita-sericita (Cl-Sr), B) Banda de cuarzo (Qz) orientado paralelamente a los filosilicatos, C) porfiroclasto de Qz.

FUENTE: Ricardo Enrique Milián de la Cruz, *Cartografía geológica en Baja Verapaz Levantamiento geológico de superficie al noreste del municipio de San Jerónimo*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 010.

La textura milonítica se caracteriza por una apariencia que va de granuda (cristales del protolito que han sido triturados) a fuertemente foliada. Otra de las

texturas es la protomilonítica, la relación clasto-foliación indica una abundancia relativa del primero con respecto al segundo (50% al 95% de clastos dispuestos en una matriz fina).

La textura masiva mineralógicamente posee cuarzo (40%), feldespato microclina (27%), moscovita (14%), plagioclasas (11%) y clorita (9%).

La mineralogía característica del granito es feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita y como accesorios apatito, zircón, titanita (escasa) y minerales opacos muy escasos (pirita y óxidos). Algunos minerales secundarios son la sericita desarrollada principalmente como producto de la alteración de la plagioclasa y clorita (Carlos Ortega 2005).

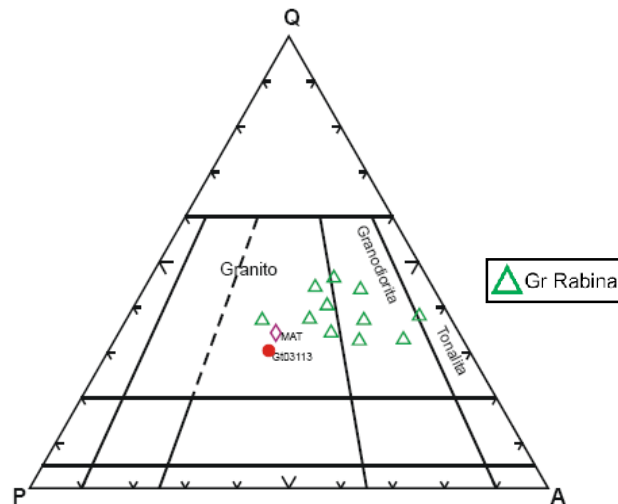
El feldespato potásico es ortoclasa que en ocasiones es pertítica. Es común que el feldespato presente extinción ondulante por deformación, lo que habla de condiciones de bajo y muy bajo grado de metamorfismo (ver fotografía No.2).

La plagioclasa en general es de tipo oligoclasa, esta presenta ocasionalmente texturas poiquilíticas con múltiples inclusiones de apatito y zircón, en ocasiones está muy alterada a sericita. El cuarzo presenta evidencias de recristalización dinámica principalmente como desarrollo de subgranos, cuya extinción ondulante hace suponer condiciones de metamorfismo de bajo (300-400° C) a muy bajo grado (< 300° C).

En ocasiones contiene inclusiones de moscovita, lo que evidencia el carácter magmático de esta última. La moscovita en la mayor de las ocasiones presenta deformación interna que se manifiesta como plegamiento kink band y de los planos de crucero así como extinción ondulante.

Algunas de las muestras del granito Rabinal se clasificaron en el diagrama triangular de Streckeisen (1976) según su contenido modal de cuarzo (Q), feldespatos potásicos (A) y plagioclasas (P), los resultados se muestran en la figura No. 1. Las muestras caen dentro del campo de granitos y granodioritas.

FIGURA No. 1.
Clasificación de algunas de las muestras del granito Rabinal de acuerdo a su contenido modal de Q, A y P.

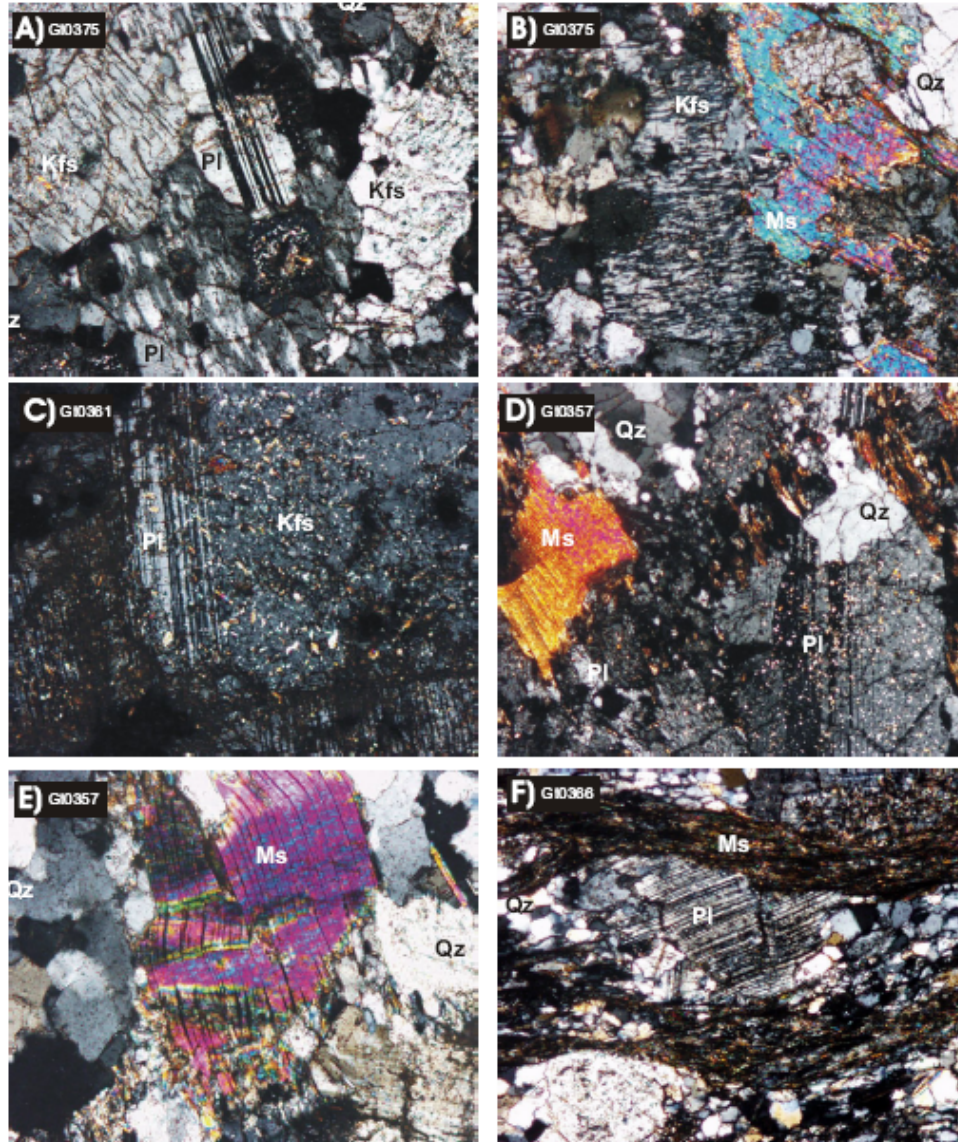


FUENTE: Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 42.

Asociados al granito Rabinal se encuentran diques graníticos, los cuales están constituidos mineralógicamente por cuarzo, microclina y biotita. La falta de metamorfismo de contacto, generado por el granito Rabinal en la roca caja, sugiere que la intrusión se produjo en los sedimentos a poca profundidad. La cristalización de magma moscovítico debió ocurrir a una profundidad mínima de ~10 km (Chatterjee y Johannes, 1974; Wyllie, 1977).

FOTOGRAFÍA No. 2

Microfotografías de los principales componentes minerales del granito Rabinal.



A) Cristales de ortoclasa, feldespato potásico encontrado en las muestras del granito, B) Cristal perítico de feldespato potásico, C) Cristal de plagioclasa parcialmente reabsorbido por el feldespato potásico, D) Cristales de plagioclasa con múltiples inclusiones de sericita, producto de alteración, E) Cristales de cuarzo con recristalización dinámica (subgranos) y cristal de moscovita con deformación (extinción ondulante y planos de dislocación); F) Fotomicrografía de la foliación espaciada desarrollada en el granito. Cristal de plagioclasa fracturado como microlitón. Base de las fotografías A, B y D = 2.5 mm; C, E, F = 1 mm.

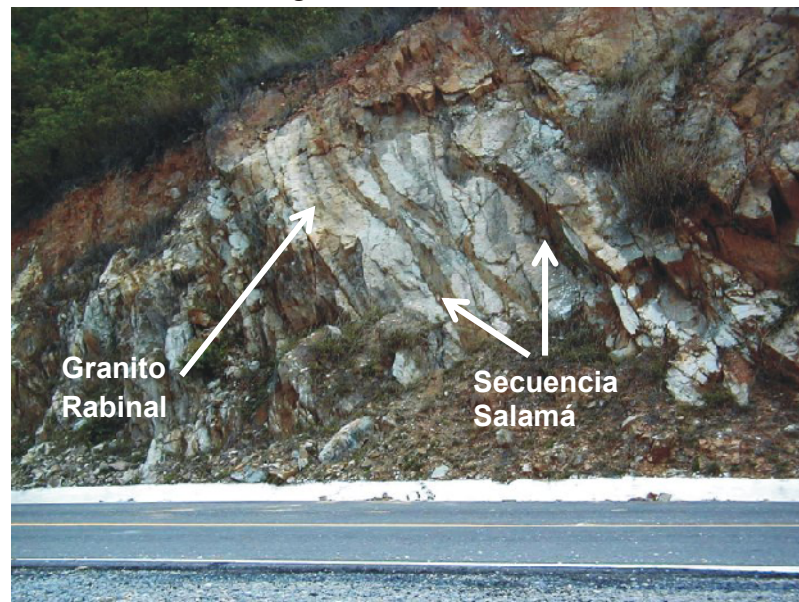
FUENTE: Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 37.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO

El granito intrusión rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la secuencia Salamá (ver fotografía No.3), las cuales no han sido afectadas térmicamente o lo han sido en muy bajo grado, porque no hay evidencias de recristalización importante en los metasedimentos. La acción de una deformación por cizallamiento ha desarrollado una foliación penetrante en escala de afloramiento, en ambas unidades, que impide ver la relación intrusiva original.

FOTOGRAFÍA No. 3

Afloramiento entre los poblados de San Miguel Chicaj y Rabinal, el cual muestra la intrusión del granito en los metasedimentos.

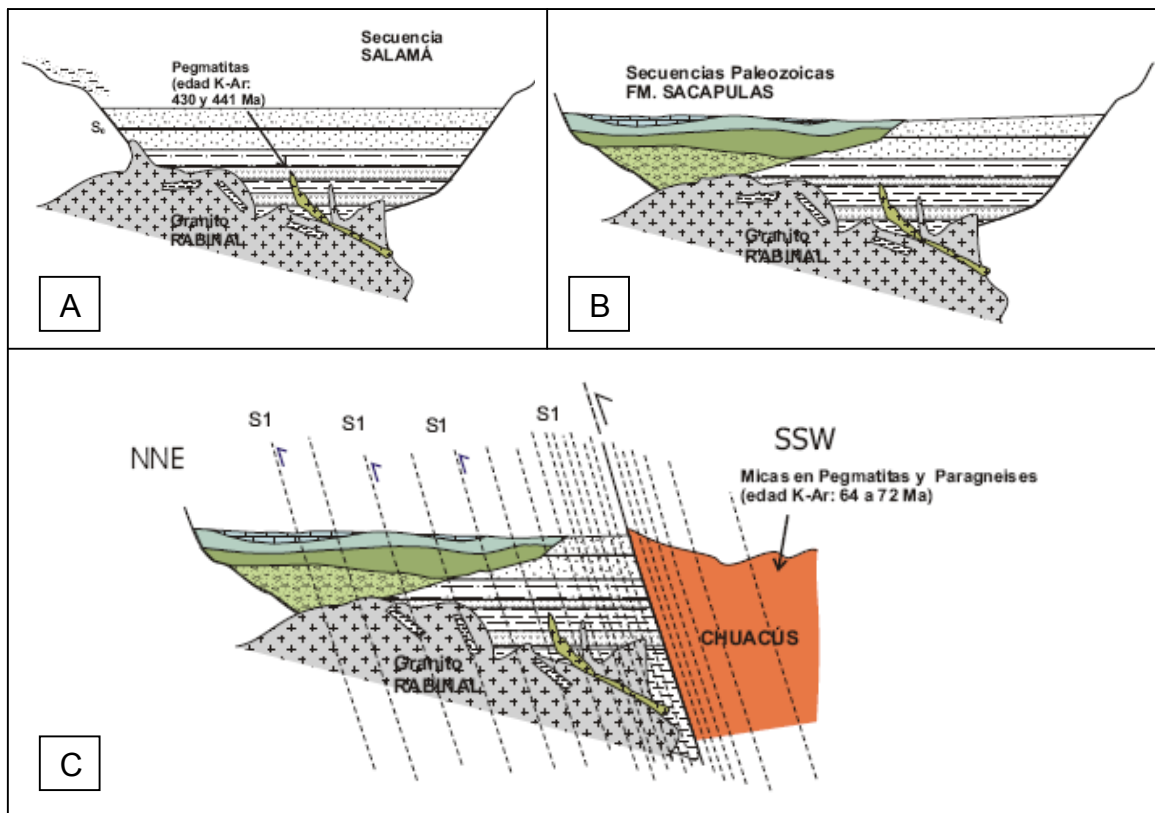


FUENTE: Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 36.

Como se mencionó anteriormente la zona de cizalla Salamá es la que pone en contacto las rocas de la Secuencia Salamá, que han sido intruídas por el granito Rabinal, con las rocas del Complejo Chuacús.

La dirección de inclinación de dicho plano es hacia el SSW. Las estructuras que se preservan en la secuencia Salamá y el granito indican que fueron cabalgadas por el Complejo hacia el NE con una componente lateral izquierda (ver figura No. 2). Es difícil establecer si esta componente lateral esta asociada al movimiento de los sistemas Motagua y Polochic.

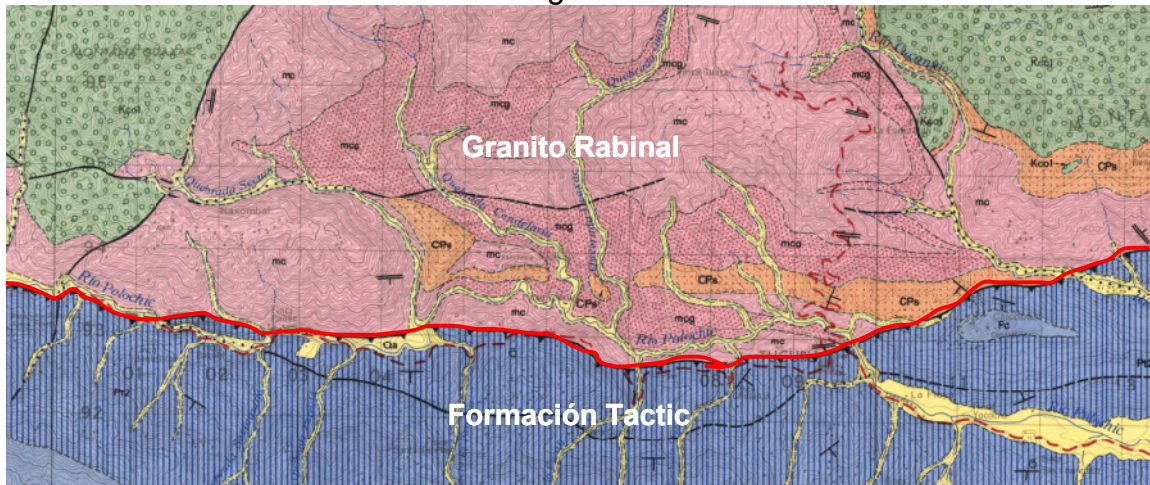
FIGURA No. 2
Modelo propuesto para la intrusión del Granito Rabinal y su relación con el Grupo Chuacús.




FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2005), p 89.

En el cuadrángulo Tukurú, el granito Rabinal está en contacto fallado de cinemática inversa con la formación Tactic (Daetz Escalante 2008, Marroquín Hún 2008), La inclinación de los planos de cizalla es hacia el SSW-SSE (ver mapa 1).

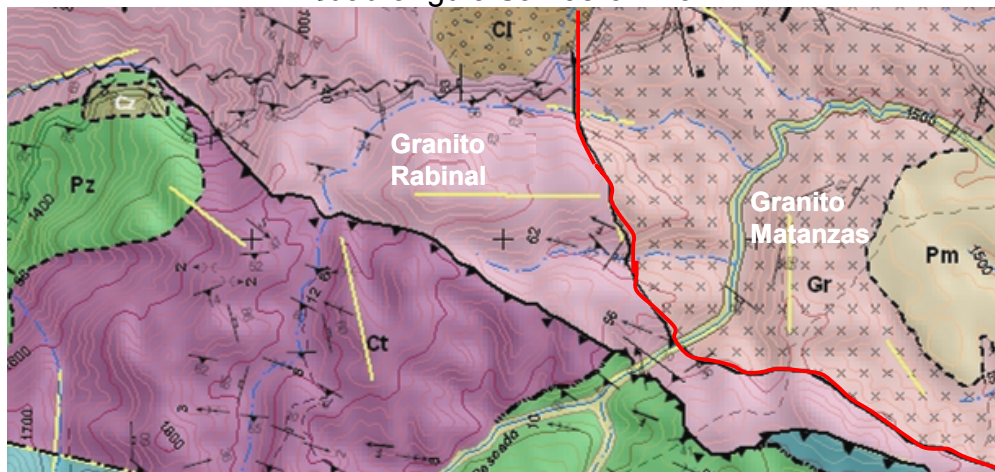
MAPA No. 1
Contacto fallado inverso entre el granito Rabinal y la formación Tactic en el cuadrángulo Tucurú.



Contacto fallado inverso con buzamiento hacia el sur 
FUENTE: Modificado de la hoja cartográfica Tucurú 2161 IG, escala 1:50 000.

El granito Rabinal, en el cuadrángulo San Jerónimo, específicamente donde este expone su textura milonítica se encuentra intruido por un cuerpo granítico de mineralogía similar (granito Matanzas), pero difiere por la ausencia de biotita, clorita y sericita (ver mapa No. 2).

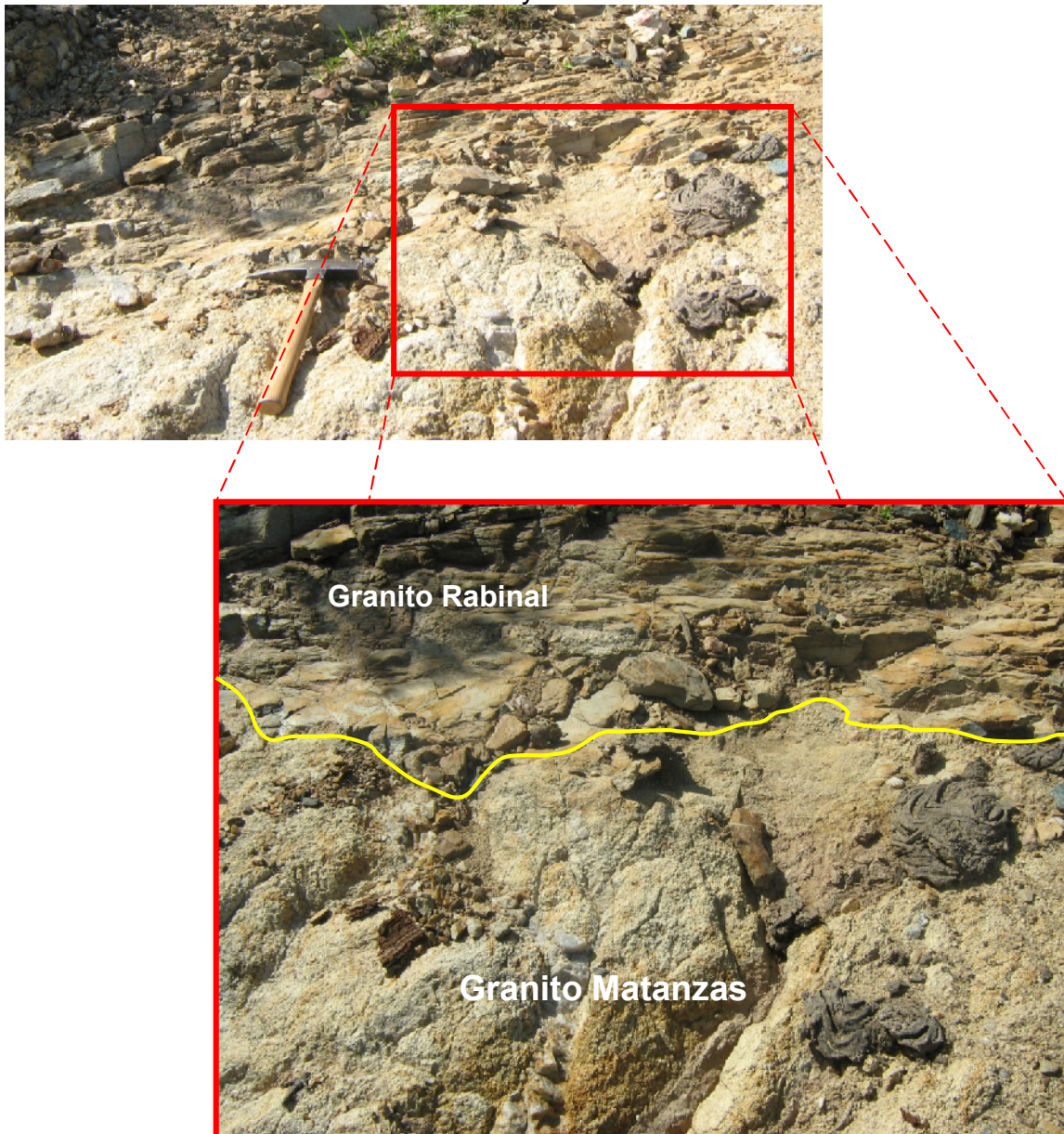
MAPA No. 2
Granito Rabinal con textura milonítica intruido por el granito Matanzas en el cuadrángulo San Jerónimo.



FUENTE: Ricardo Enrique Milán de la Cruz, *Cartografía geológica en Baja Verapaz Levantamiento geológico de superficie al noreste del municipio de San Jerónimo*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 010.

El granito Matanzas se intruye dentro del granito Rabinal a través de la foliación de rumbo NW-SE que presenta y que buza hacia el SW. Las evidencias de campo se localizan en su mejor exposición al oeste de la aldea Matanzas, sobre el camino de terracería que conduce de dicha aldea al municipio de Salamá, esto en el cuadrángulo San Jerónimo (ver fotografía No. 4).

FOTOGRAFÍA No. 4
Granito Matanzas intruyendo al Granito Rabinal.



FUENTE: Walter Oliverio Yat Morán, *Mapeo geológico en Baja Verapaz: Análisis litológico y estructural en los alrededores de la aldea Niño Perdido*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 010.

AMBIENTE DE FORMACIÓN

Carlos Ortega (2005) realizó un análisis exhaustivo de la química de las rocas aflorantes en el cuadrángulo Salamá. En este apartado se realiza una síntesis de los resultados obtenidos para el granito Rabinal.

El análisis geoquímico de elementos mayores (SiO_2 , Al, CaO, Na_2O , K_2O) para muestras del granito Rabinal, indican que éste posee una afinidad peraluminosa. Según el diagrama de discriminación de LeBas et al. (1986) basado en el contenido de los elementos alcalinos mayores, el granito tiene un carácter subalcalino (ver figura No. 3).

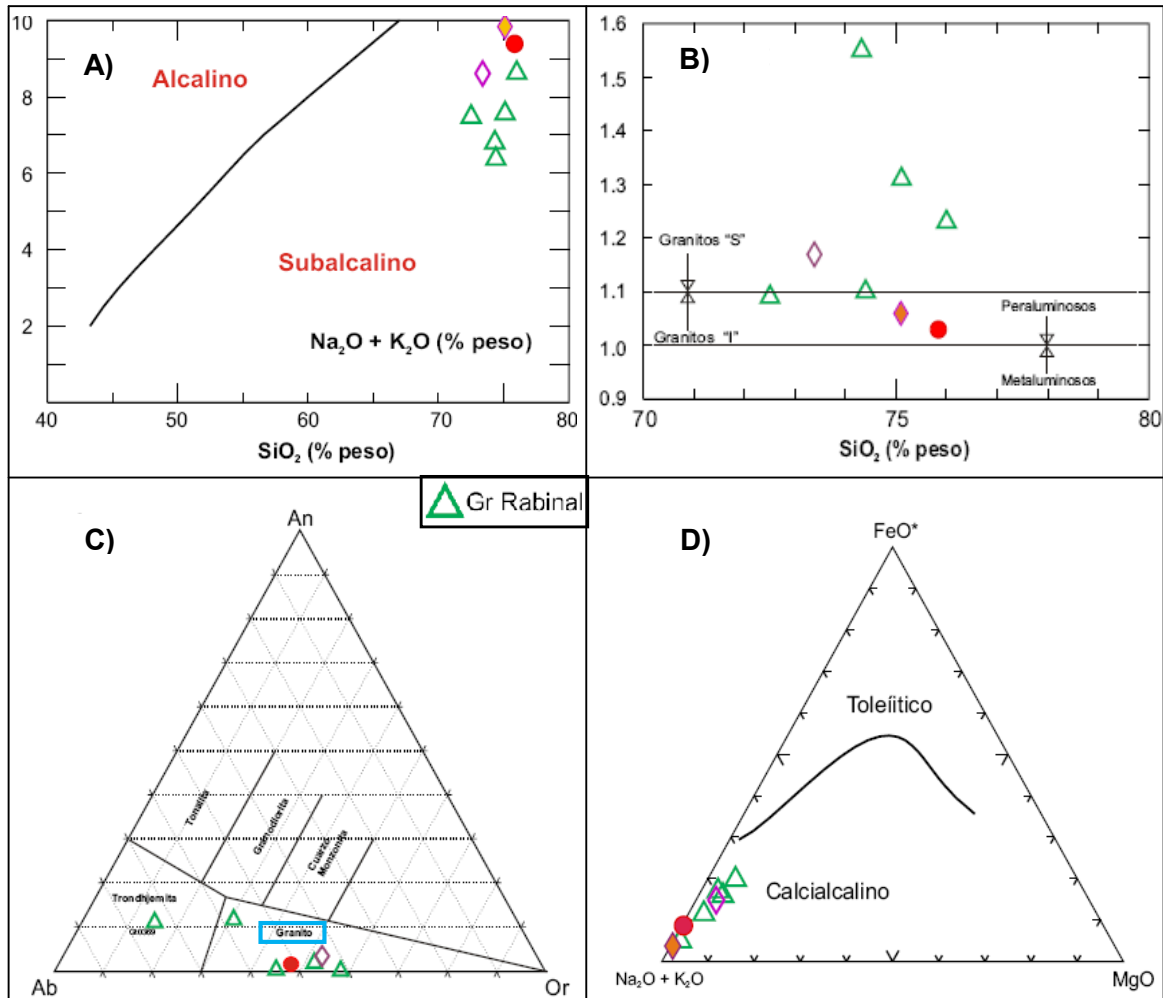
En función del valor en las rocas graníticas de elementos alcalinos mayores, Al_2O_3 (Amolar) / [CaO (Cmolar) + Na_2O (Nmolar) + K_2O (Kmolar)], el granito Rabinal es peraluminoso de tipo S (ver figura No. 3).

En el diagrama de Barker (1979), que divide a los granitos según su contenido normativo de anortita, ortoclasa y albita, la mayoría de las muestras analizadas caen dentro del campo del granito (ver figura No. 3).

Aunque en los análisis no se tenían todos los miembros cogenéticos del granito, al graficar en el diagrama AMF (ver figura No. 3), se observa que este tiene una tendencia calcialcalina según el diagrama de Irvine y Baragar (1971).

En el análisis para inferir el ambiente tectónico en que se emplazó el granito Rabinal, se utilizaron graficas de los valores de Rb, Y (y su análogo Yb) y Nb (y su análogo Ta) en los diagramas que Pearce et al. (1984) construyeron para distinguir granitos de ambientes de cordillera oceánica (ORG); de arco volcánico (VAG); intraplaca (WPG); y de colisión (Syn-COLG).

FIGURA No. 3
Clasificación geoquímica del granito Rabinal.

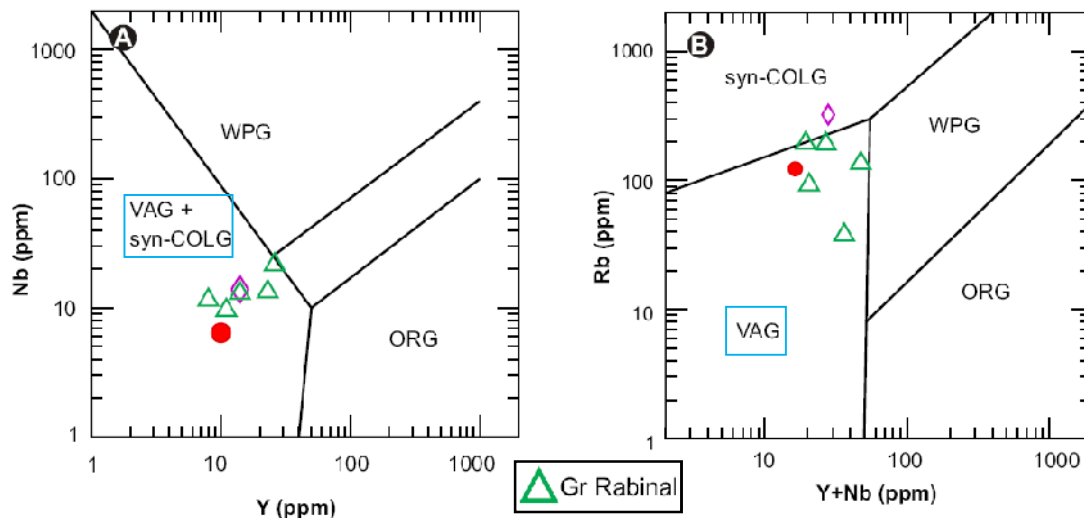


A) Diagrama de elementos mayores, B) Diagrama de ACNK, C) Diagrama para clasificación de rocas graníticas según su contenido normal de Albite-Anortita-Ortoclase y D) Diagrama AMF.

FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 67.

En la mayoría de los diagramas las muestras del granito Rabinal (triángulos verdes sin relleno) caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico, muy cerca del límite con el campo de los granitos de colisión (ver figura No. 4).

FIGURA No. 4
Diagramas de discriminación tectónica para los granitos Rabinal, Matanzas y pegmatitas.



FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 78.

EDAD

Carlos Ortega (2005) realizó análisis isotópicos de K-Ar en cuerpos pegmatíticos que cortan a las rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá, dando edades que oscilan entre 429.7 ± 5.3 y 440.7 ± 4.7 Ma (Ordovícico tardío-Silúrico Temprano). Estas pegmatitas están muy probablemente asociadas a las etapas finales del emplazamiento del granito Rabinal y por tanto puede representar una edad mínima de la intrusión de este granito.

CORRELACIONES

Se ha sugerido que el granito Rabinal es correlativo con el Macizo de Chiapas. Basados en la investigación realizada por Valerie Pompa Mera (2009) se rechaza tal correlación teniendo como fundamento las siguientes conclusiones:

- La zona donde se encuentra el Macizo de Chiapas, está conformada por una serie de unidades cuya litología es heterogénea. Dichas unidades

han estado sometidos a diversos procesos de fusión parcial y metamorfismo de grado medio a alto.

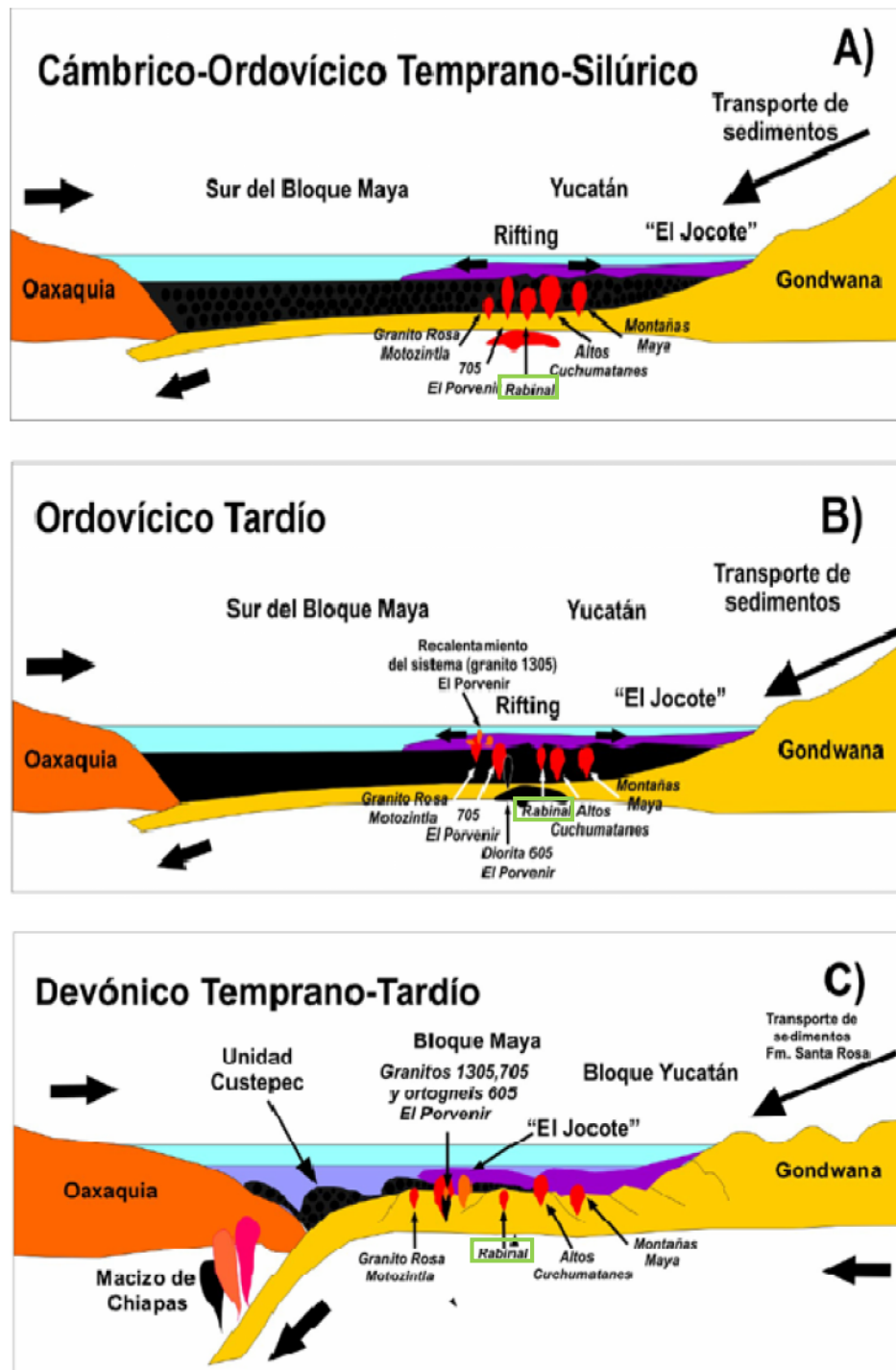
- La Unidad El Jocote, meta-sedimentario, fue afectada por granitos tipo “S” o intraplaca, los cuales posee una edad de cristalización de 482+5 Ma (Ordovícico temprano). Estas edades son similares a las obtenidas por Ortega-Obregón et al. (2008) en la Zona de Cizalla Baja-Verapaz en Guatemala, específicamente el Granito Rabinal.
- Durante el Carbonífero y hasta el Pérmico, algunos sedimentos con edades Pan-Africano-Brasilianas, fueron transportados hacia el oeste de Gondwana como resultado de la erosión de los mismos y depositados en una parte del Bloque Maya, formando lo que se conoce como la Formación Santa Rosa.

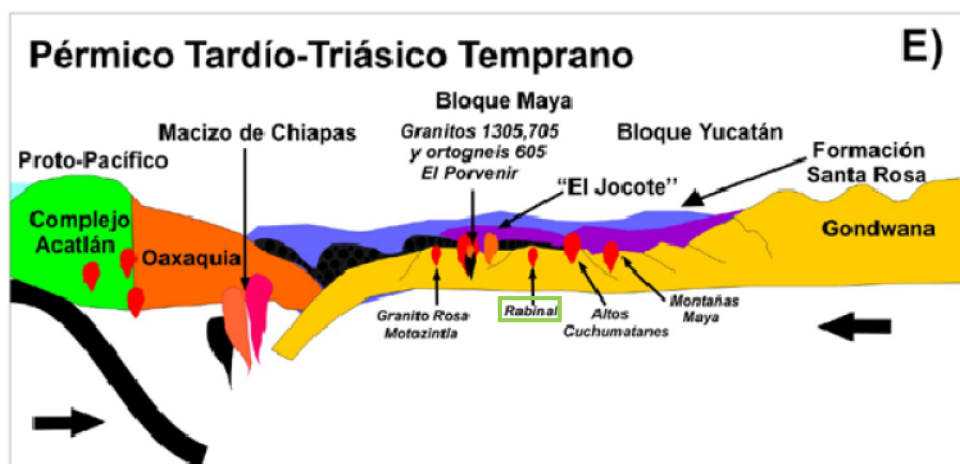
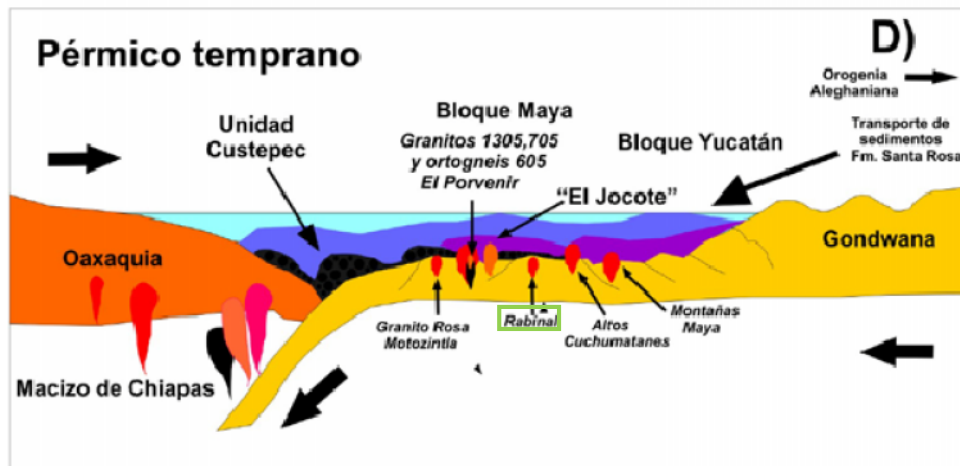
En este periodo ocurrió el cierre del Océano Rhéico y se inició la colisión entre Gondwana y Laurentia durante lo que se conoce como Orogenia Alleghaniana. Posteriormente, y hasta el Pérmico, tuvo inicio la acreción de Pangea, donde por una parte las masas continentales que se encontraban en la margen de Gondwana colisionaron a causa de desplazamientos laterales y por otra fueron acrecionadas hacia el límite de Laurentia formando un arco magmático acompañado por la subducción de estas masas. En este contexto se formó el Macizo de Chiapas acompañado de fenómenos de anatexis, fusión parcial, deformación y metamorfismo de las unidades que se encontraban aledañas. Durante el Jurásico ocurrió un evento tectonotérmico provocado por la fragmentación de Pangea.

- Los datos químicos obtenidos permiten inferir que la génesis de los magmas que conforman el Macizo de Chiapas se encuentran asociados a la fusión de corteza continental muy antigua, con la presencia de granitos tipo I; este material a su vez ha experimentado procesos de diferenciación magmática que han tenido lugar principalmente en niveles medios y superiores de corteza continental.

Con base en los elementos antes mencionados, se propone el siguiente modelo de evolución tectónica del Macizo de Chiapas y granito Rabinal.

FIGURA No. 5
Modelo de evolución tectónica del granito Rabinal y Macizo de Chiapas.





FUENTE: Valerie Pompa Mera, *Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México*. Tesis Maestro en Ciencias (Geoquímica). (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica., 2 009), p 137.

Ortega Obregón et, al. (2008) establece que el granito Rabinal es más antiguo que los plutones de los Altos Cuchumatanes (391 Ma; Solari et al., 2008) y que el de las montañas Mayas en Belice (405-420 Ma, Steiner y Walker, 1996; Martens et al., 2006).

Sin embargo, la edad de 480 - 440 Ma del granito Rabinal es similar a las edades magmáticas que se encuentran también en el complejo Acatlán del sur de México (por ejemplo, Miller et al., 2007).

Aunque el granito Rabinal tiene una firma geoquímica de arco magmático, la abundancia de los circones sugiere que esta firma ha sido heredada de la zona de origen por fusión parcial de la parte inferior o media de la corteza.

Las reconstrucciones de Paleogeográficas para el Silúrico-tardío, Ordovícico-temprano y Permo-carbonífero ponen el borde sur del Bloque Maya adyacente a México nororiental (el ej., Dickinson y Lawton, 2001,; Keppie, 2004; El Keppie et al., 2006), específicamente en las localidades de Salamá en Guatemala y Ciudad Victoria de México.

Las comparaciones estratigráficas indican que ambas localidades tienen similares superficies continentales con rocas marinas de edades que oscilan entre Paleozoico temprano y Paleozoico tardío.

La edad y geoquímica de la firma calco-alcalina sin deformar de los granitos en el Complejo Acatlán son muy similares a la edad y geoquímica del granito Rabinal. En ambas localidades, los granitos se intruyen en un margen pasivo de una secuencia sedimentaria que se depositó antes de 460 Ma (Nance et al., 2006; Miller et al., 2007), en el caso de Guatemala la secuencia sedimentaria es la unidad San Gabriel.

En este contexto, el granito Rabinal habría sido originado por la fusión parcial de corteza continental con una firma geoquímica de herencia calcoalcalino (por ejemplo, Oaxaquia; Lawlor et al., 1999; Keppie et al., 2001) y a continuación invadido en un entorno de márgenes pasivos sometidos a extensión a lo largo del margen noroeste de Gondwana (por ejemplo, Murphy et al., 2006a; Nance et al., 2006). Dicha extensión es coherente con el rifting de Avalonia - Oaxaquia (Keppie et al. 2006; Murphy et al., 2006b).

Durante el Permo-Carbonífero, la sedimentación del Grupo Santa Rosa tuvo lugar en un ambiente de margen continental. Esto fue seguido por magmatismo de arco renovado y deformaciones que están representadas en el oeste de Bloque Maya específicamente en los Altos Cuchumatanes (Solari et al., 2008) y en el Macizo de Chiapas (Weber et al., 2005, 2006a, 2006b).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Daetz, Mario. *Levantamiento geológico de superficie en el municipio de Tukurú, Alta Verapaz y sus alrededores*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 008.

Donnelly, Thomas. Et. Al. *Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks*. USA, The geological society of America, 1 990. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Günter van den Boom, *Petrofazielle Gliederung des metamorphen Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala*. Guatemala: Usac/Cunor 1972. (Traducción libre Uwe Martens).

Instituto Geográfico Nacional -IGN-. *Hoja mapa geológico Tukurú (2161 IG)*. Guatemala, IGN. Escala 1:50 000.

Leal, Danilo. *Mapeo geológico en Baja Verapaz: Análisis de un área de 20 km² a escala 1:25 000, en la aldea Xacoc y aldeas aledañas, en los municipios de Rabinal y Cubulco, B.V.* Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 008.

Marroquín, Pablo. *Cartografía geológica de superficie en los alrededores de la comunidad Naxombal, municipio de Tamahú, Alta Verapaz*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 008.

Milián de la Cruz, Ricardo Enrique. *Cartografía geológica en Baja Verapaz: Levantamiento geológico de superficie al noreste del municipio de San Jerónimo*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 010.

Moran Ical, Sergio. *Mapeo geológico de superficie del Cuadrángulo Granados, Escala 1:50 000*. Guatemala: DIGI, Usac/Cunor., 2 001. http://digi.usac.edu.gt/bvirtual/investigacio_files/INFORMES/PUIRNA/INF-2000-009.pdf (15 de febrero del 2 010)

Ortega Obregón, Carlos. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Ortega Obregón, Carlos. Et. Al. *Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics*. Geological Society of America, GSA Bulletin, 2 008. editing@geosociety.org

Requena Fernandez, Jaime Eduardo. *Geología del cuadrángulo de la hoja Salamá*. Guatemala: Comisión Nacional de Ciencia y Tectonología –CONCYT–, Comisión de Ciencias de la Tierra, Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología, Usac/Cunor., 1 999. <http://glifos.concyt.gob.gt/digital/facyt/facyt%201998.64.pdf> (13 de agosto del 2 010).

Suárez Cobar, Pedro Abel. *Caracterización microestructural de una transecta de tendencia NW-SE en el basamento metamórfico de Guatemala*. Tesis de grado, Ingeniero Geólogo, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 006.

Pompa Mera, Valerie. *Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México*. Tesis Maestro en Ciencias (Geoquímica). México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica., 2 009.

GRANITO MATANZAS

Ricardo Enrique Milián de la Cruz
USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010.

MARCO GEOLÓGICO

El Complejo Chuacús contiene escasas intrusiones graníticas, de las cuales la más grande es el granito Matanzas. Este se intruye en un gneis biotítico, del dicho Complejo, en la vertiente norte de Sierra Chuacús (McBirney 1963).

McBirney (1964), el granito Matanzas es un stock de composición similar al granito Rabinal, determinado claramente de origen magmático por sus contactos intrusivos con el adyacente esquisto de granate-biotita.

Posee un fuerte parecido químico y petrológico con el granito Rabinal y los granitos migmatíticos, esto apoya la hipótesis de que el plutón masivo puede representar el producto final de la anatexis mostrado en las migmatitas. El grupo Chuacús grada de una zona de esquistos de mica y cataclasitas de clorita a una secesión de mata-arcosas, filitas feldespáticas y mármoles. Estos sedimentos débilmente metamorfoseados pueden ser correlativos con la formación Santa Rosa, indicando la posibilidad de un metamorfismo Paleozoico Tardío.

Gomberg et, al., (1968) datos de rubidio-estroncio han sido usados para calcular una edad aparente del stock Matanzas en 270 Ma.

Un análisis de Rb-Sr de la roca completa, dio las edades de 250 y 280 Ma, asumiendo proporciones Sr^{86}/Sr^{87} inicial de 0,707 y 0,703 respectivamente (McBirney y Bass 1969).

Donnelly, et, al. (1990) indica que el granito Matanzas del Este de Guatemala ha dado una edad Rb/Sr de 227 Ma con base a separados de microclina y plagioclasa de roca completa; sin embargo, moscovita y biotita dan resultados discrepantes (P. Pushkar, datos sin publicar). J. Sutter (comunicación personal, 1984) halló edades más jóvenes para la biotita (161 Ma).

Aparentemente el granito ha sufrido modificación termal posterior, y se incluye dudosamente con los granitos de Belice. Otra indicación de evento

termal del Triásico es la edad de Sutter (no publicada) de 238 Ma (Ar 39/40 en hornblenda) de una anfibolita dentro de la Serie Chuacús.

Estos pocos datos radiométricos del pre-Cretácico entran dentro de intervalos del Triásico (Ladiniano - Carniano) y Mississippico (Viseano). Estas edades no tienen relación con edades radiométricas conocidas del bloque Chortís.

Carlos Ortega (2005), el granito Matanzas que aflora al oriente del cuadrángulo Salamá es un monzogranito de moscovita al igual que el granito Rabinal, aunque el feldespató potásico es microclina y no ortoclasa como en Rabinal.

Juanangel Díaz (2009) establece que el granito Matanzas, en la sub-cuenca Pasabien, cubre la parte alta de la misma, presenta xenolitos de *augen* gneis de hasta 5 m y rodea topografías abruptas generadas por diques pegmatíticos. Su relación con la subyacente formación San Agustín parece no solo ser fallada, sino también por contacto, ya que cerca de la aldea Santa Rosalía, de dicha sub-cuenca, presenta indicios de una aureola de contacto.

LOCALIDAD TIPO

El granito Matanzas está cubierto en gran parte de su superficie por una capa de suelo, sobre el que se desarrolla una zona boscosa muy espesa. Los mejores afloramientos se localizan en un lugar turístico formado por una serie de cascadas y donde se encuentra la cascada más grande de Centroamérica: la Cascada de Chilaxco, esto dentro del cuadrángulo San Jerónimo.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

En el cuadrángulo San Jerónimo aflora al noroeste, este de la aldea Matanzas y en el sitio turístico Chilaxco. Se infiere que se extiende como una banda con dirección aproximada WSW-ENE hasta cuadrángulos adyacentes.

En el cuadrángulo Río Hondo, aflora en la parte norte generando topografías que van desde planicies hasta muy irregulares originando deslizamientos considerables.

LITOLOGÍA

Exhibe una textura fanerítica leucocrática, holocristalina y con cristales equigranulares de grano medio, 2 mm a 5 mm. Dichos cristales presentan bordes euhedrales así como subhedrales.

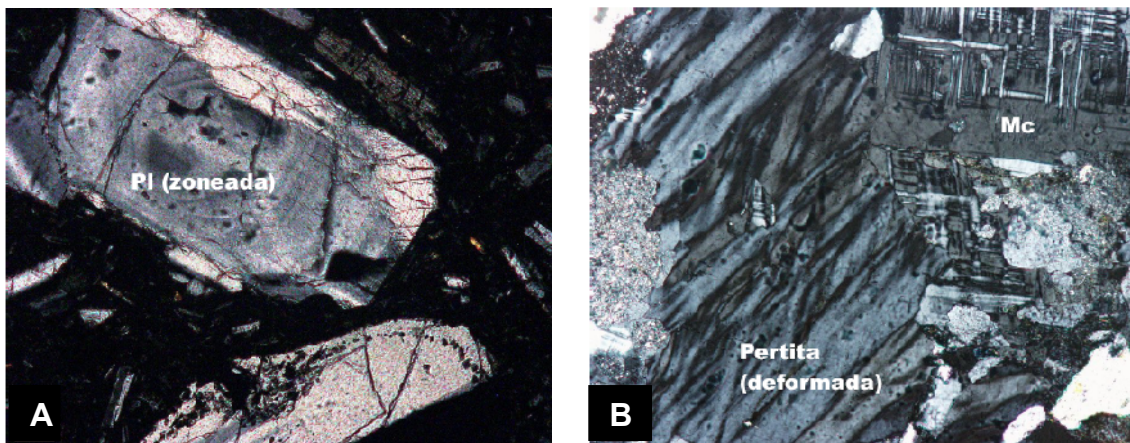
El granito está constituido por abundante microclina como feldespato potásico con la típica macla de “tartan” y en ocasiones engloba cristales de cuarzo y plagioclasa poikilítica.

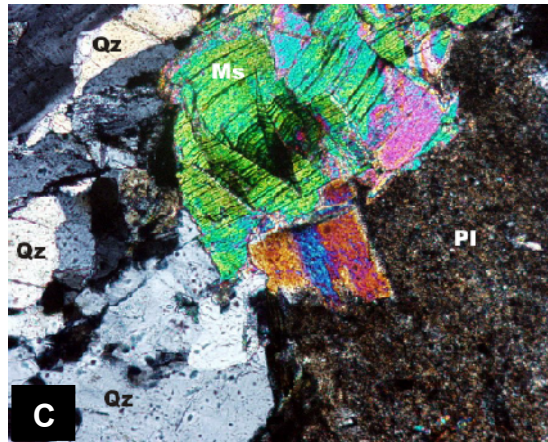
Este granito difiere del granito Rabinal en la presencia de microclina y no de ortoclasa como feldespato potásico. La plagioclasa en ocasiones es euhedral y zoneada, pero en muchos casos esta en solución sólida con el feldespato potásico formando pertitas que en algunos casos presentan evidencias de deformación plástica.

Algunas plagioclasas están casi completamente reemplazadas por sericita. El cuarzo presenta evidencias de recristalización dinámica con el desarrollo de subgranos con límites muy marcados. El mineral primario accesorio encontrado en las muestras analizadas es una mica blanca (moscovita) que presenta algunas evidencias de deformación como el desarrollo de kink band. Entre otros minerales accesorios se pueden mencionar el zircón y algunos óxidos (ver fotografía No. 1).

FOTOGRAFÍA No. 1

Microfotografías de los principales componentes minerales del granito Matanzas.





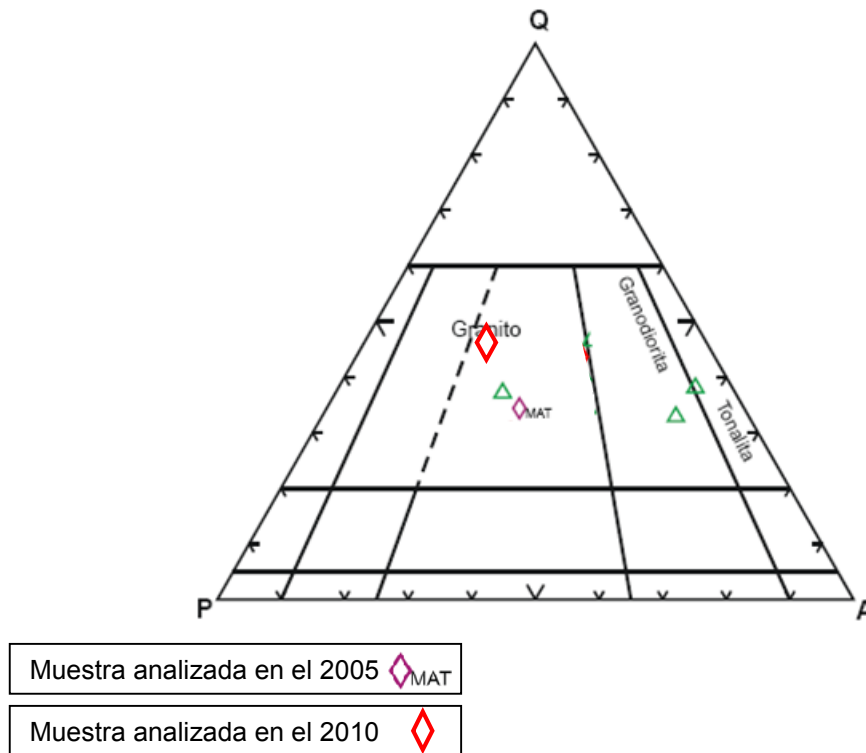
A) Fotomicrografía de un cristal eudral de plagioclasa (Pl) con zoneamiento; B) Fotomicrografía de un cristal de microclina (Mc) en contacto con un cristal donde hay intercrecimiento deformado del feldespato potásico y la plagioclasa (pertita); C) Fotomicrografía de un cristal deformado por kink band de moscovita (Ms) y recrystalización dinámica del cuarzo (Qz). Base de las fotomicrografías = 2.5 mm.

FUENTE: Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 41.

En la sub-cuenca Pasabien el granito Rabinal está constituido mineralógicamente por microclina, cuarzo, feldespato potásico y moscovita. Algunos minerales accesorios son la esfena, biotita, epidota y ocasionalmente opacos.

Ortega (2005) ha clasificado en el diagrama triangular de Streckeisen (1976) según su contenido modal de cuarzo (Qz), feldespato potásico (A) y plagioclasas (P) algunas muestras del granito Matanzas (ver figura No. 1). Las muestras fueron colectadas en el cuadrángulo San Jerónimo una en el salto de Chilaxco y la otra al oeste de la aldea Matanzas.

FIGURA No. 1.
Clasificación de algunas de las muestras del granito Rabinal de acuerdo a su contenido modal de Q, A y P.



FUENTE: Modificado de Ortega Obregón (2005).

CONTACTOS

El granito Matanzas tiene contactos claramente intrusivos con el complejo Chuacús, específicamente con los esquistos de biotita y granate adyacentes. Las evidencias de campo son claramente visibles en la parte alta de la subcuenca Pasabien del cuadrángulo Río Hondo.

En ésta localidad el granito Matanzas al ir intruyendo a los gneises de la formación San Agustín, arrastro fragmentos de *augen* feldespáticos (xenolitos) los cuales varían de pocos centímetros a aproximadamente 5 metros de diámetro y que se presentan fuertemente alterados y donde las plagioclasas se han vuelto sericíticas.

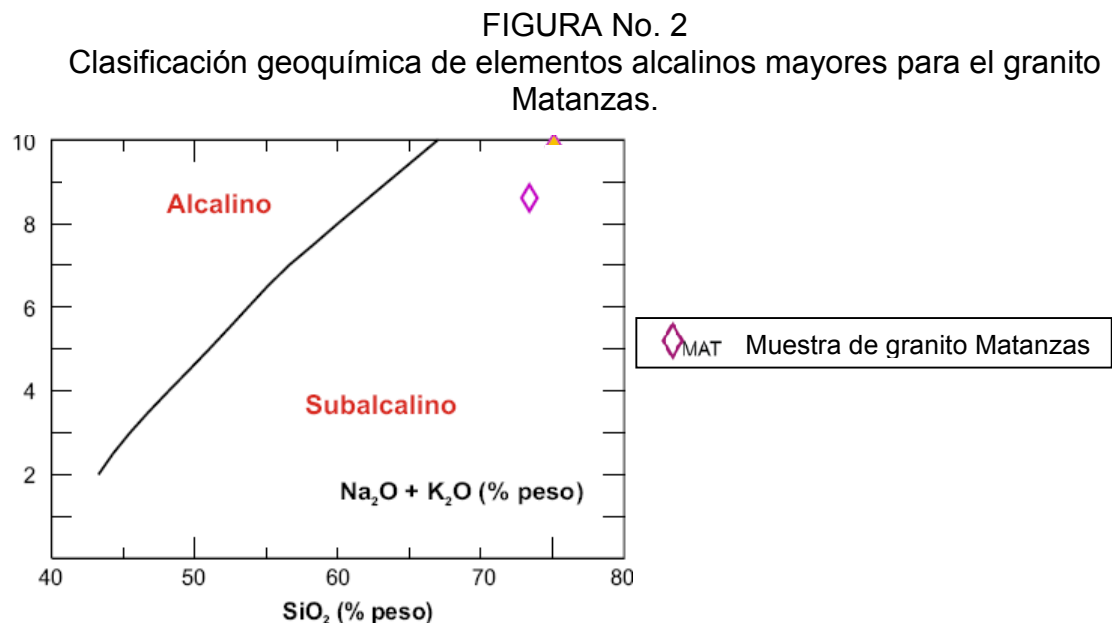
En el cuadrángulo San Jerónimo el granito Matanzas se encuentra intruyendo al granito Rabinal, específicamente donde éste expone su textura

milonítica, que es de mineralogía similar pero que difiere por la presencia de biotita, clorita y sericita en dicho cuadrángulo.

AMBIENTE DE FORMACIÓN

Carlos Ortega (2005) realizó un análisis exhaustivo de la química de una muestra del granito Matanzas, aflorante en el cuadrángulo San Jerónimo. En este apartado se realiza una síntesis de los resultados obtenidos, es necesario mencionar que los datos no son concluyentes y necesitan ser comprobados.

El análisis geoquímico de elementos mayores (SiO_2 , Al, CaO, Na_2O , K_2O), indican que éste posee una afinidad peraluminosa, además el diagrama de discriminación de LeBas et al. (1986) basado en el contenido de los elementos alcalinos mayores indican un carácter subalcalino (ver figura No. 2).

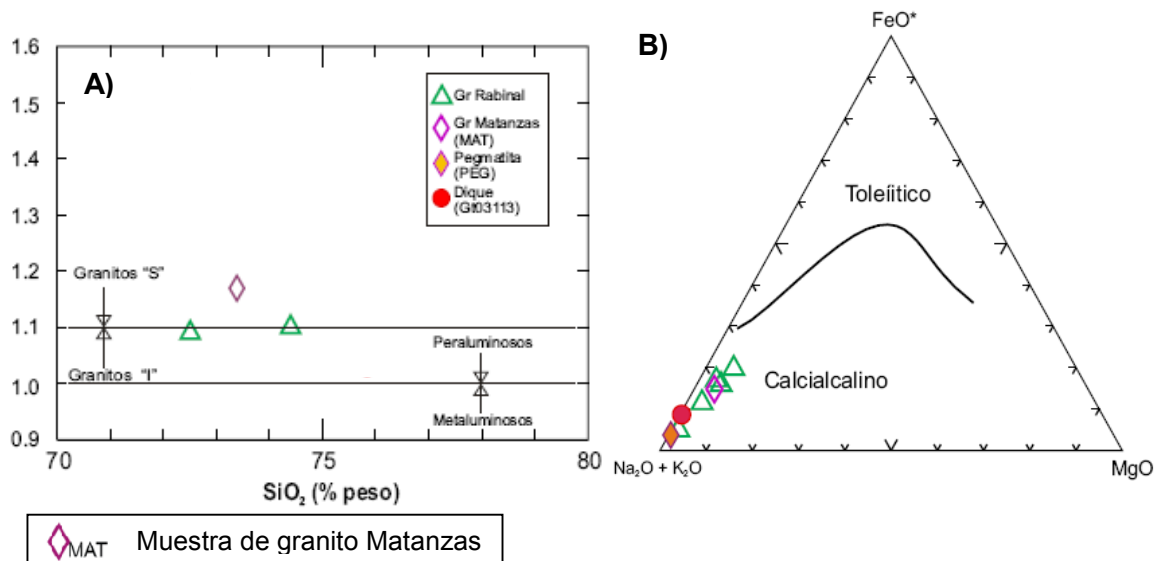


FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005), p 67.

En función del valor en las rocas graníticas de elementos alcalinos mayores ACNK , Al_2O_3 (Amolar) / [CaO (Cmolar) + Na_2O (Nmolar) + K_2O (Kmolar)], el granito Matanzas es peraluminoso de tipo S (ver figura No. 3).

Aunque no se tienen todos los miembros cogenéticos del granito Matanzas, al graficar en un triángulo FeO/MgO/Na₂O-K₂O, se observa que tiene tendencia calcialcalina según el diagrama de Irvine y Baragar, 1971 (ver figura No. 3).

FIGURA No. 3
Clasificación geoquímica del granito Matanzas.



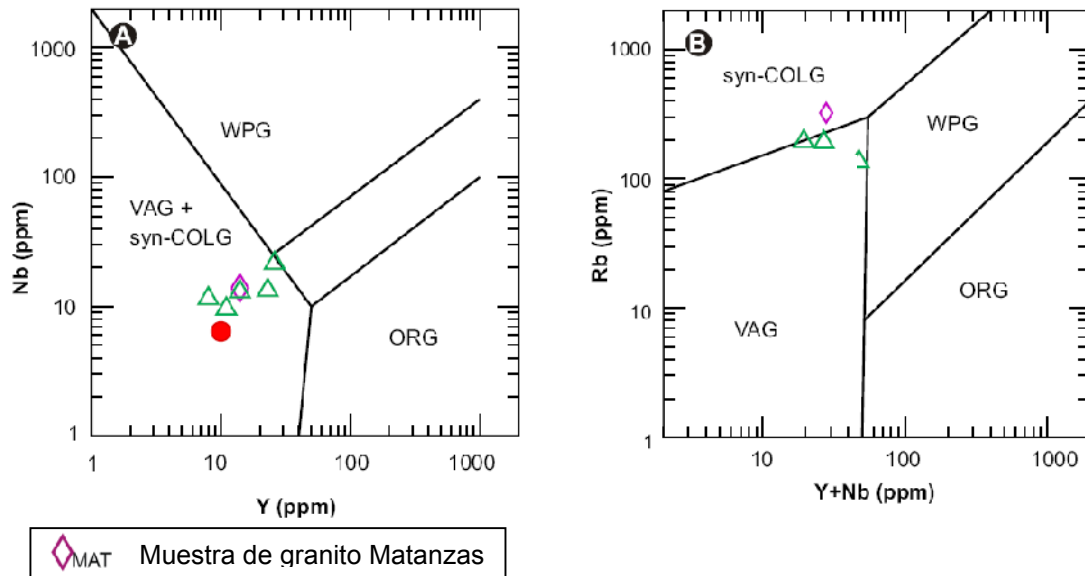
A) Diagrama de ACNK, C) Diagrama AMF (FeO/MgO/Na₂O-K₂O).

FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2005), p 67.

En el análisis para inferir el ambiente tectónico en que se emplazó el granito Matanzas, se utilizaron graficas de los valores de Rb, Y (y su análogo Yb) y Nb (y su análogo Ta) en los diagramas que Pearce et al. (1984) construyeron para distinguir granitos de ambientes de cordillera oceánica (ORG); de arco volcánico (VAG); intraplaca (WPG); y de colisión (Syn-COLG).

La muestra analizada del granito Matanzas cae dentro del campo de los granitos de colisión (Syn-COLG) en estos diagramas (Figura No. 4).

FIGURA No. 4
Diagramas de discriminación tectónica para los granitos Rabinal, Matanzas y pegmatitas.



FUENTE: Modificado de Carlos Ortega Obregón, *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. (México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2005), p 78.

EDAD

Se han realizado varios análisis radiométricos de muestras del granito Matanzas, los resultados se resumen en la tabla siguiente:

TABLA No. 1
Dataciones radiométricas del granito Matanzas.

Cuerpo granítico	Método	Edad Ma	Material	Referencia
Granito Matanzas	Rb/Sr	227	Microclina y plagioclasas	Donnelly 1990
Granito Matanzas	Ar 39/40	161	Biotita	Sutter en Donnelly 1990
Granito Matanzas	Rb/Sr	250-280	Roca completa	McBirney y Bass, 1969
Granito Matanzas	Rb/Sr	270	¿?	Gomberg 1968
Anfibolita, complejo Chuacús	Ar 39/40	283	Hornblenda	Sutter, no publicado

FUENTE: Modificado de Donnelly (1990) y Morán (2000).

Estos pocos datos radiométricos del pre-Cretácico entran dentro de intervalos del Triásico (Ladiniano - Carniano) y Mississippico (Viseano). Estas edades no tienen relación con edades radiométricas conocidas del bloque Chortís y otros adyacentes.

Al haber sufrido al granito Matanzas alteración hidrotermal no ha sido posible actualmente correlacionarle con otros cuerpos intrusivos de Guatemala, México, Belice, etc.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Díaz Morales, Juanangel. *Hidrogeología en Zacapa, Guatemala: Análisis de la subcuenta Pasabien, Río Hondo*. Tesis de grado, Ingeniero Geólogo, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 009.

Donnelly, Thomas. Et. Al. *Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks*. USA, The geological society of America, 1 990. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Milián de la Cruz, Ricardo Enrique. *Cartografía geológica en Baja Verapaz: Levantamiento geológico de superficie al noreste del municipio de San Jerónimo*. Trabajo Final de Campo, Técnico en Geología, Cobán Alta Verapaz, Guatemala. Usac/Cunor., 2 010.

Moran Ical, Sergio. *Mapeo geológico de superficie del Cuadrángulo Granados, Escala 1:50 000*. Guatemala: DIGI, Usac/Cunor., 2 001. http://digi.usac.edu.gt/bvirtual/investigacio_files/INFORMES/PUIRNA/INF-2000-009.pdf (15 de febrero del 2 010)

Ortega Gutiérrez, Fernando. Et, Al. *The Maya-Chortís boundary: A tectonostratigraphic approach*. http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/OrtegaGutierrez,%20Chortis-Maya%20%20final.pdf. ortega@servidor.unam, Mx. (5 de septiembre del 2 010).

Ortega Obregón, Carlos. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

SECUENCIA SALAMA

Leonardo Michael Chén Cú
Ricardo Enrique Milián de la Cruz

USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010.

Esta asociación de rocas metasedimentarias en su nueva denominación, se le ubica a nivel de la diferenciación de terrenos tectonoestratigráficos en Guatemala, en el terreno Achí, que se encuentra limitado al norte por la zona de falla lateral izquierda Cuilco-Chixoy-Polochic y en el sur por la zona de cizalla Baja Verapaz. Esta secuencia se encuentra asociada dentro de este terreno con el granito Rabinal y la formación Sacapulas, considerada como la base del Grupo Santa Rosa.

En el siguiente apartado se describe inicialmente algunas características principales y concisas sobre el complejo Chuacús, a manera de comprender la razón por la cual se esta proponiendo esta nueva asociación de rocas (Salamá) como un bloque apartado de lo que anteriormente era denominado y conocido como la facie de metamorfismo retrógrado del complejo Chuacús.

REFERENTE TEÓRICO

El término “Serie Chuacús” fue propuesto por McBirney (1963) en la Cordillera Central de Guatemala, al norte de la falla del Motagua y extendiéndose hacia la frontera mexicana en el oeste y casi hasta el área caribeña en el este.

Basado en consideraciones estratigráficas regionales, Kesler, et al (1970) ha sugerido que el término “serie” debería ser reemplazado por “Grupo”, una idea que fue apoyada por Van den Boom (1972). Las rocas que ocurren en este grupo incluyen esquistos, gneises, anfíbolitas y mármoles. Se desconoce el espesor de este grupo, variado y estructuralmente complejo. Su posición estratigráfica bajo la Formación Santa Rosa de edad Pensilvaniana le establece un límite superior a su edad.

Van den Boom (1971, 1972) estableció una subdivisión metamórfica zonal para una sección típica ocurrente en la Sierra de Chuacús, por medio de índices minerales. La paragénesis mineral en las tres zonas corresponden a las sub-facies de la facie de esquistos verdes, dentro del modelo Barrow:

- ✓ Zona de clorita-sericita (Esquistos Salamá)
- ✓ Zona de biotita (Esquistos El Chol)
- ✓ Zona de granates (Esquistos Palibatz)

ESQUISTO SALAMÁ

Estos esquistos pertenecen a la facies de esquistos verde, dentro de la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita.

Las rocas de esta unidad afloran en las laderas septentrionales de la sierra de Chuacús, en los alrededores de las ciudades de Salamá, Rabinal y Cubulco, y su contacto al norte lo constituyen los ríos Salamá y Cachil y una línea imaginaria que se extiende más hacia el noroeste.

Dentro de esta unidad se agrupan rocas de bajo grado, que se caracterizan por la asociación de los minerales clorita+sericita, y la presencia subordinada de epidota y actinolita. Los componentes félsicos se limitan a la presencia de cuarzo y albita. Las rocas que pertenecen a esta unidad son las siguientes:

1. Esquistos sericíticos y esquistos sericíticos con clorita
2. Meta-grauvacas y meta-arcosas
3. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos
4. Esquistos de epidota-actinolita
5. Esquistos de moscovita-(estilpnomelana?)
6. Mármoles

ESQUISTOS EL CHOL

Se incluyen dentro de esta unidad rocas que se caracterizan por la paragénesis biotita-moscovita-hornblenda-epidota. Estas rocas aún pertenecen a las facies de esquistos verdes, pero constituyen la subfacies inmediatamente superior a la de cuarzoalbita-epidota. En su orden de abundancia las rocas que pertenecen a la zona de biotita son:

1. Esquistos de biotita y moscovita, y esquistos moscovíticos
2. Esquistos de moscovita y epidota
3. Para-anfibolitas
4. Mármoles
5. Cuarcitas

ESQUISTOS PALIBATZ

Las rocas que se caracterizan por la asociación mineralógica entre granate-distena-moscovita-hornblenda y cloritoide pertenecen a la zona de granate.

Es posible que una parte de estas rocas pertenezca aún a las facies esquistos verdes de las subfacies de cuarzo - albita - almandino. Pero la presencia de distena implica que efectivamente se alcanzaron las condiciones de la facie anfibolita-almandino (subfacies de distena - almandino - moscovita).

Las unidades que componen los Esquistos Palibatz son:

1. Esquistos moscovítico-granatíferos ± cloritoide
2. Esquistos de granate y distena
3. Esquistos de granate y biotita
4. Anfibolitas granatíferas
5. Cuarzitas con distena

McBirney estableció para el área de Salamá un grado metamórfico mayor que el propuesto al Este, específicamente en los alrededores de San Agustín Acasagustlán, pero en la compilación realizada por Donelly en 1990 se establece que la Formación San Agustín (metagranitoide milonitizado que generalmente es un augen gneis), se encuentra menos metamorfizada que en el área de Salamá (esquistos sericíticos, metagrawacas, metarcosas, cuarcitas, mármol).

Newcomb (1975) sugirió que el Grupo Chuacús de McBirney (1963) y las Formaciones San Agustín, Jones, y San Lorenzo podrían no ser completamente correlativos.

El mayor grado de metamorfismo en el área de McBirney alrededor de Salamá y el extenso fallamiento inverso del Cretácico Tardío del cinturón metamórfico hicieron tales relaciones tenues, aunque las litologías son similares.

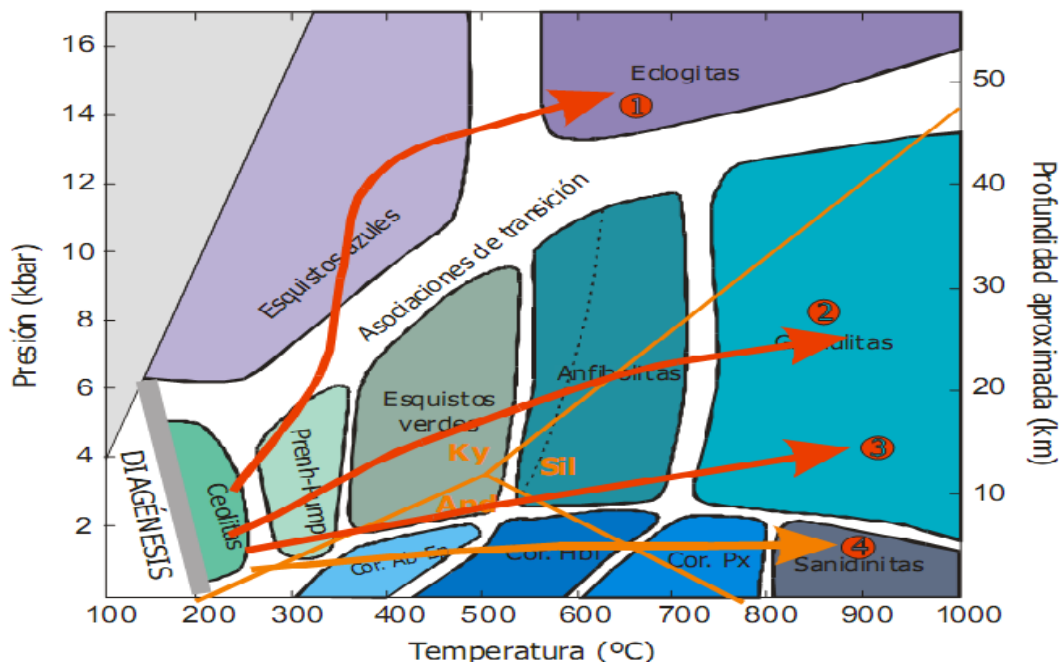
En función de la serie de facies metamórficas de Miyashiro se ha establecido que la serie Barrow propuesta por Van den Boom (1972) para el área de Salamá, es una facies típica de condiciones de mediana presión y mediana temperatura.

TABLA 1
Correlación entre las zonas de Barrow, facies metamórficas y asociaciones minerales.

Rocas pelíticas (metapelitas)	Rocas básica (metabasitas)	Rocas calcosilicatadas
Zona de clorita	Facies de sub-esquistos verdes	
Zona de biotita	Facies de esquistos verdes	Talco, flogopita
Zona de granate	Facies de anfíbolitas con epidota	Tremolita, actinolita, epidota, zoisita
Zona de estauroлита		
Zona de distena	Facies de anfíbolitas	Diopsido
Zona de sillimanita		Grosularia, escapolita
Zona de sillimanita-feldespató potásico	Facies de granulitas con piroxeno y hornblenda	Forsterita

La figura 1 representa el modelo de facies metamórficas típicas, del cual la serie continua de ceolitas-prenh-pumpelitas-eclogitas y la asociación de ceolitas-prenh-pumpelitas-esquistos verdes y el límites superior de anfíbolitas han sido caracterizados para este cuerpo complejo de rocas metamórficas del centro de Guatemala.

FIGURA 1
Diagrama de facies metamórficas



Series de facies metamórficas, indicadas por las flechas. (1) serie franciscana o de Sanbagawa, (2) serie de Barrow, (3) serie de Buchan, y (4) serie de metamorfismo de contacto. Las tres primeras series se corresponden con las descritas originalmente por Miyashiro (1961).

A partir de los análisis realizados sobre el Complejo Chuacús se propone separar de este paquete de rocas metamórficas la unidad informal de Esquisto de Clorita-Sericita (Esquistos Salamá), por lo que basados en investigaciones recientes se ha decidido denominar a esta unidad como Secuencia Salamá.

SECUENCIA SALAMA (NUEVA PROPUESTA)

Ha sido caracterizada por Carlos Ortega Obregón (2005) en su investigación en la región norte de Guatemala, específicamente en el sector de Baja Verapaz, donde la zona de cizalla de esta localidad constituye un elemento fundamental para la descripción de esta asociación de rocas. Uwe Martens, Luigui Solari y otros han aportado al conocimiento de esta secuencia.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

Las rocas de esta unidad afloran en las laderas septentrionales de la sierra de Chuacús, en los cortes de carretera que comunican las poblaciones de San Miguel Chicaj con San Gabriel y Rabinal, así mismo en los alrededores de Salamá.

De acuerdo a las visitas de campo realizadas por Uwe Martens, Luigui Solaría y compañía, se especifica que las mejores exposiciones están en el camino entre San Miguel y San Gabriel Chichaj y Rabinal.

LITOLOGIA

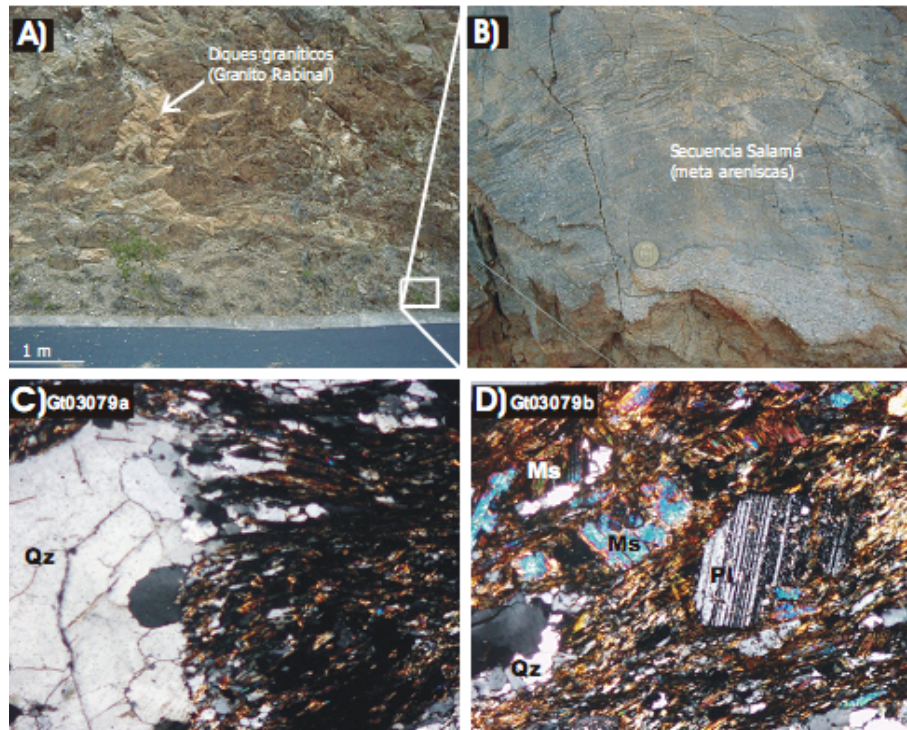
De acuerdo a Ortega Obregón (2005), está compuesta principalmente por rocas metasedimentarias que varían desde metareniscas, metarcosas, metagrauvas, hasta filitas y pizarras y por rocas metavolcánicas (principalmente metatobas de composición félsica a intermedia) con algunos derrames de lavas interfoliados de composición más máfica.

Los paquetes de rocas metasedimentarias de tamaño del grano arena encontrados dentro de la secuencia Salamá se componen de metareniscas subfeldespáticas, metareniscas feldespáticas y metagrauvas tanto cuarzosas como feldespáticas según la clasificación de Pettijohn et al. (1972). Los microlitones en las metareniscas feldespáticas y sub-feldespáticas son en ocasiones monominerálicos evidenciado por el desarrollo de listones de cuarzo. En algunas muestras estos listones están plegados.

Las rocas metavolcánicas que se encuentran interfoliadas con las secuencias metasedimentarias tienen una composición variada aunque generalmente son félsicas y corresponden más bien a depósitos de piroclastos

deformados. Sin embargo, se han encontrado interfoliadas rocas cuyo protolito fue producto de derrames basálticos cerca del poblado de San Miguel Chicaj.

FIGURA 2
Muestras de las rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá



(A) Afloramiento de las secuencias arenosas entre las poblaciones de San Miguel Chicaj y Rabinal cortadas por diques del Granito Rabinal; (B) Detalle del paquete meta-sedimentario, donde se puede observar que se preservan rasgos de estratificación; (C) Sección delgada donde se observa algunos porfidoclastos de cuarzo (Qz) con desarrollo de alas por deformación con cinemática inversa; (D) Detritos de plagioclasa (Pl) subredondeada, cuarzo y muscovita (Ms).

Luigui Solari (2007) acerca de la unidad San Gabriel (Secuencia Salamá) indica: consiste de arenisca de bajo grado, intercaladas con arcosas, grauvacas, filitas, pizarra y lavas máficas-félsicas y tobas.

Las rocas de la secuencia se caracterizan por la asociación mineralógica de clorita+sericita y la presencia subordinada de epidota, actinolita y estilpnomelana. Los componentes félsicos se limitan a la presencia de cuarzo y albita (Ortega Obregón).

Petrográficamente, las rocas metasedimentarias contienen cuarzo, feldespato, moscovita, epidota, clorita, biotita escasos, y minerales de arcilla. Las rocas volcánicas máficas se componen de albita-oligoclasa, anfíbol verde (hornblenda raros y, más frecuentemente, tremolita), epidota y clorita situado en

una matriz criptocristalina, mientras que las rocas félsicas contienen feldespato y cuarzo, esto de acuerdo al análisis elaborado por Luigui Solari.

De acuerdo a Bucher y Frey (1994) la asociación más común en rocas pelíticas en condiciones de metamorfismo de muy bajo grado es: illita (moscovita) + clorita + cuarzo + feldespato potásico + albita. Cada uno de estos paquetes ha sufrido deformación y metamorfismo de bajo grado (parte baja de las facies esquisto verde).

Las rocas pelíticas de la secuencia Salamá carecen de aluminosilicatos comunes (cianita, andalusita y sillimanita), presentes en rocas pelíticas que han sufrido metamorfismo en condiciones de temperatura mayores a 350-400° C en presencia de agua y cuarzo. También hay dentro de estas rocas minerales opacos, principalmente pirita y óxidos de hierro que muestran evidencias de disolución por presión (franjas de presión).

Las asociación mineralógica de la secuencia Salamá es característica de la facie de esquistos verdes en su límite inferior, es decir, dentro de la subfacie de cuarzo-albita-moscovita-clorita.

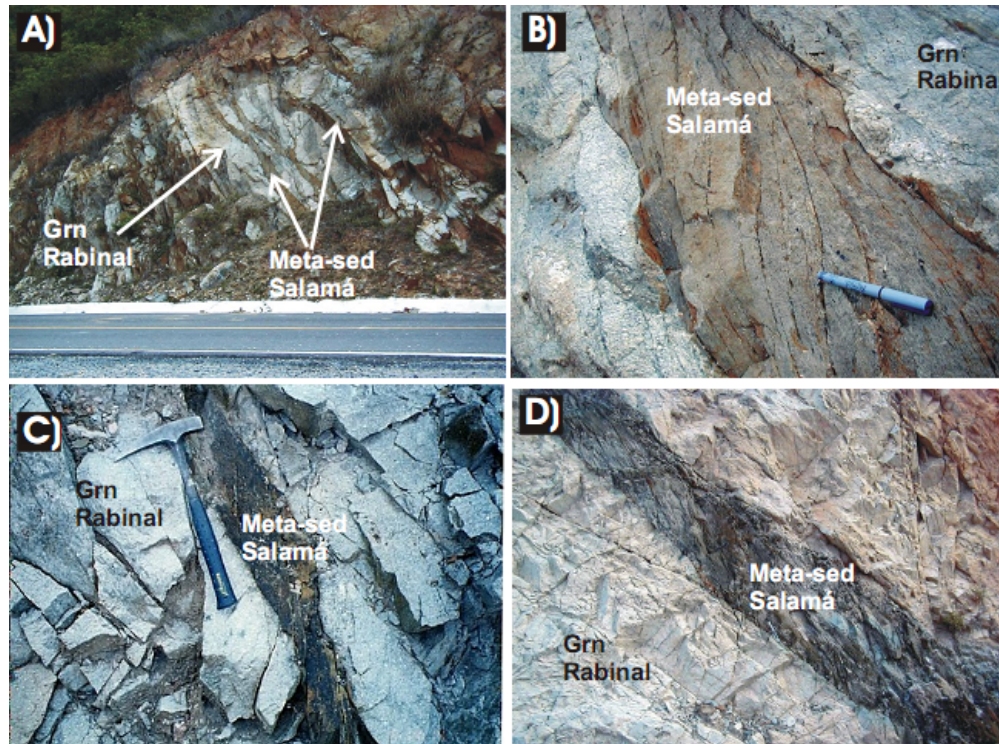
CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO

La secuencia Salamá esta relacionada estratigráfica y tectónicamente con la Formación Sacapulas, el Complejo Chuacús y el Granito Rabinal. El granito Rabinal intrusiona a la secuencia Salamá y está afectado también por la deformación asociada a una zona de cizalla.

Las rocas metasedimentarias de la Formación Sacapulas, están en contacto tectónico con la secuencia Salamá y el granito Rabinal. Sin embargo, muy probablemente la relación primaria entre estas unidades fue discordante, ya que las fracciones conglomeráticas de la formación contiene abundantes clastos de roca granítica muy similar al granito Rabinal.

Para describir el contacto asociado al complejo Chuacús es necesario hacer una referencia previa sobre la Zona de Cizalla Baja Verapaz, la cual ha sido analizada por Ortega Obregón (2005).

FIGURA 3
Evidencias de campo de la relación intrusiva del Granito Rabinal en la secuencia Salamá.



(A) Afloramiento de esta relación entre los poblados de San Miguel Chicaj y Rabinal; (B) Detalle de xenolitos de filitas en la masa granítica. Algunos de estos xenolitos preservan algunas estructuras primarias. (C) Xenolito de filita dentro del granito; (D) Estrato atrapado dentro de la masa de granito, lo que sugiere un mecanismo de stoping como mecanismo de emplazamiento. FUENTE: Tomado de Ortega Obregón 2005.

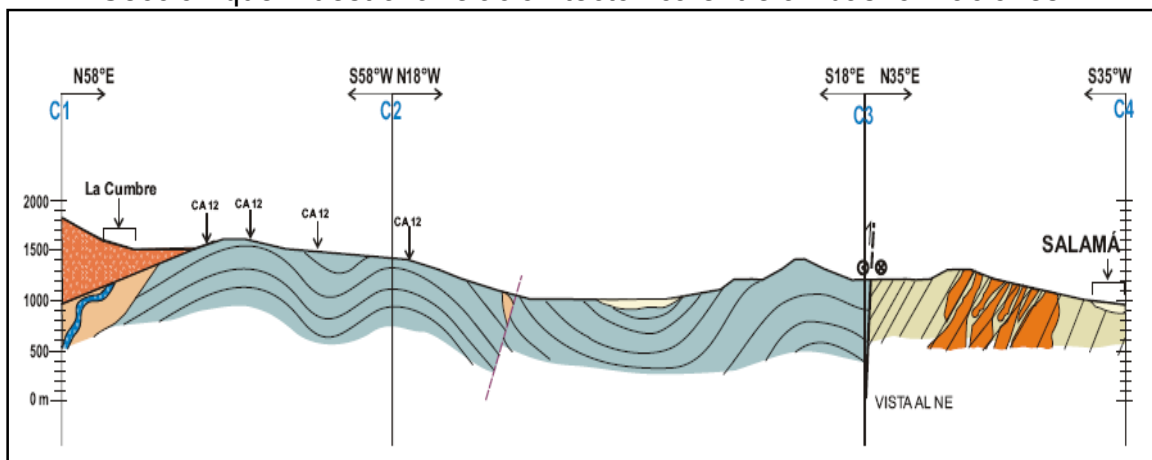
La zona de cizalla pone en contacto rocas metasedimentarias y metavolcánicas de bajo grado (secuencia Salamá) con rocas que sufrieron metamorfismo en condiciones de alta presión y temperatura media-alta del complejo Chuacus.

FIGURA 4
Evidencias del contacto tectónico entre complejo Chucús y secuencia Salamá



FUENTE: Ortega Obregón, 2005.

FIGURA 5
Sección que muestra la relación tectónica entre ambas formaciones



FUENTE: Ortega Obregón 2005.

Otras relaciones de campo, las indica Luigui Solarí quien indica y evidencia mediante fotografías la relación entre el cuerpo granítico Rabinal y las bandas de filita pertenecientes a la secuencia Salamá.

Solari también indica que metaarcosas de la secuencia Salamá, se encuentran interbandeadas con el Granito Rabinal, evidenciando las condiciones de bajo grado metamórfico, las cuales se formaron a consecuencia de un intenso cizallamiento datado en el Cretácico Tardío.

FIGURA 6

Relaciones de campo entre secuencia Salamà y Granito Rabinal



Bandas de filita de la secuencia Salamá interbandeadas con el Granito Rabinal.

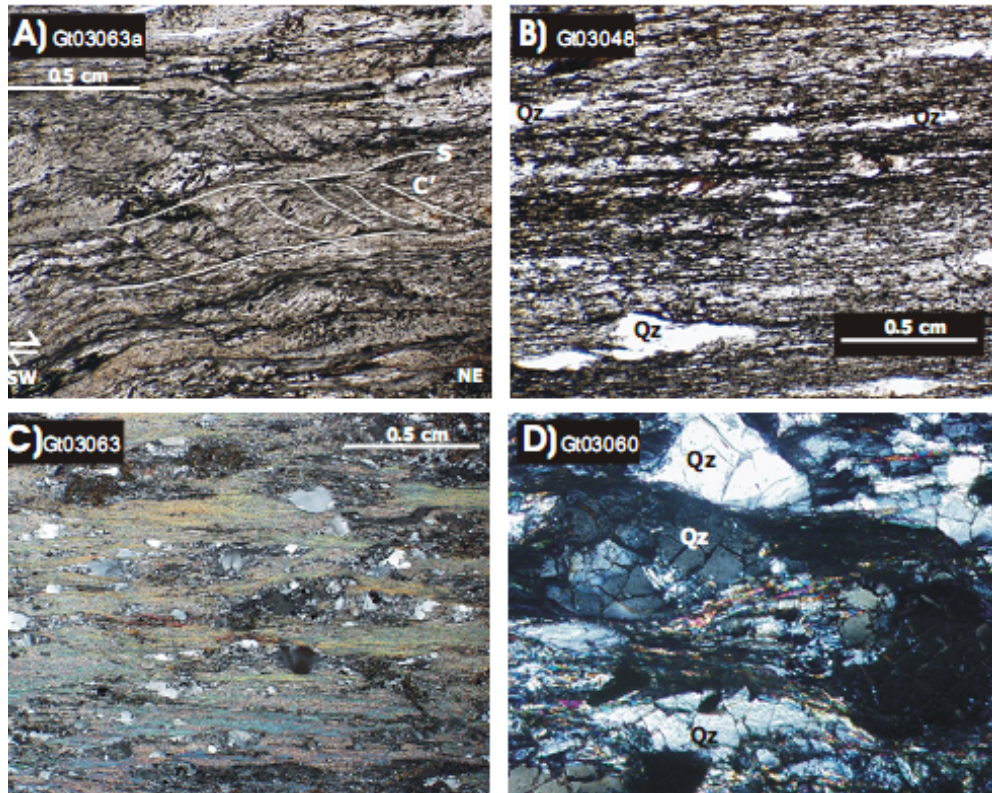
CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

Las rocas de la secuencia están caracterizadas por una foliación con rumbo general al ENE, y por una lineación de estiramiento de cuarzo con vergencia al SW. Los indicadores cinemáticos a escala de afloramiento y sección delgada indican un sentido de transporte hacia el NNE.

Los paquetes de rocas siliciclásticas de grano más fino (filitas y pizarras) se encuentran interfoliados (o interestratificados) con las secuencias de metareniscas. Debido a la competencia de estos paquetes metasedimentarios, han desarrollado clivaje por pliegues de creanulación y clivaje por bandas de

cizalla de tipo C y C'. Este tipo de clivaje es útil como indicador de movimiento y en las secciones orientadas el tipo y la dirección de transporte resulto inverso hacia el NE.

FIGURA 7
Fotomicrografía de algunas estructuras desarrolladas en rocas finas de la secuencia



(A) Clivaje de bandas de cizalla C' con dirección de transporte al NE; (B) Cuarzo detrítico deformado en una matriz de minerales arcillosos y sericita; (C) Cuarzo detrítico con desarrollo de alas en filita; (D) Microlitones de cuarzo y muscovita.

En la zona de cizalla Baja Verapaz se desarrollaron diferentes tipos de indicadores cinemáticos con un sentido de movimiento hacia el NE. Estos indicadores de movimiento fueron observados tanto en escala de afloramiento como en sección delgada.

En sección delgada los indicadores de cizalla que se han desarrollado son principalmente porfidoclastos envueltos (mantled porphyroclasts) que son porfidoclastos flanqueados con agregados cristalinos (de la misma composición del porfidoclasto) que forman una unidad estructural.

EDAD

Tanto Solari como Ortega Obregón concuerdan de que no hay límites marcados con exactitud de la edad para esta unidad, sin embargo un límite Ordovícico superior es proporcionada por la ocurrencia del granito Rabinal, que es intrusivo en la unidad. La unidad de San Gabriel muestra similitudes con metasedimentos de bajo grado que afloran al sur de Huehuetenango, en el oeste de Guatemala, donde geocronología de circones detríticos dio edades entre ~ 920 y ~ 1.000 Ma., que posiblemente sean atribuidos al intervalo Precámbrico.

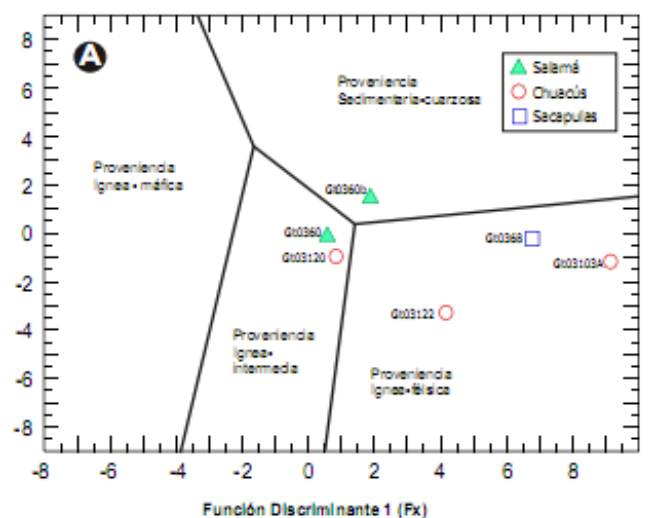
GEOQUIMICA PARA LA DETERMINACION DEL ORIGEN DE LOS SEDIMENTOS

A partir de los análisis geoquímicos realizados por Carlos Ortega (2005) en su investigación sobre la presencia de elementos mayores y trazas en sedimentos clásticos (Secuencia Salamá) en la zona de cizalla Baja Verapaz y los diagramas discriminantes de ambientes tectónicos para este tipo de sedimentos, se establece el tipo de cuenca y génesis de los mismos.

Las muestras analizadas de la secuencia Salamá poseen una química similar a la de los sedimentos de arcos oceánicos, que se caracterizan por ser adyacentes a arcos volcánicos desarrollados en corteza oceánica o continental adelgazada.

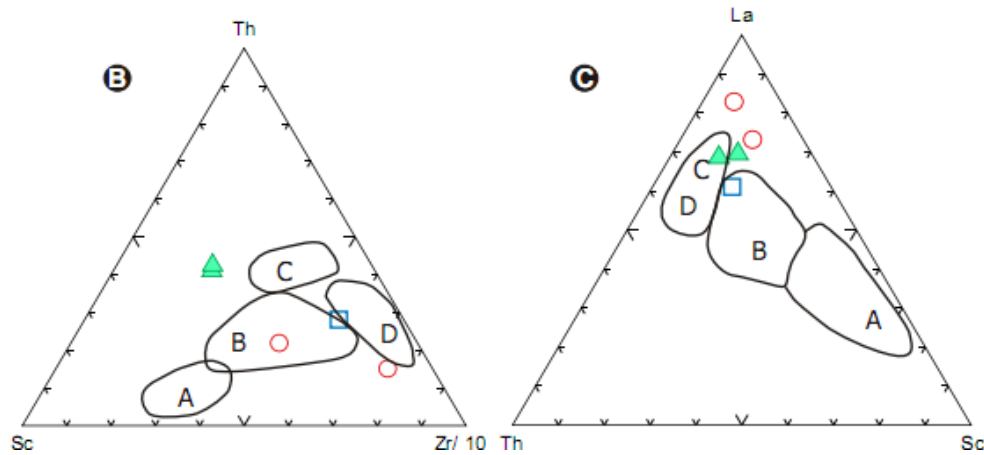
FIGURA 8

Diagramas de discriminación y triangulación para la determinación del origen de los sedimentos de la secuencia Salama



A) Diagrama de discriminación para inferir la procedencia de las muestras basada en funciones de elementos mayores (Roser y Korsch, 1988)

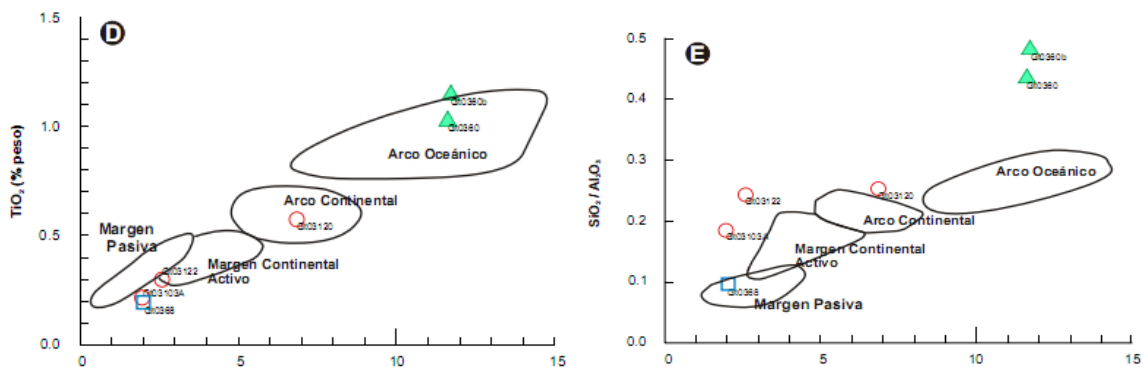
FIGURA 9
Diagramas de discriminación y triangulación para la determinación del origen de los sedimentos de la secuencia Salamá



(B) y (C) Diagramas triangulares Th-Sc-Zr/10 y La-Th-Sc de discriminación tectónica [Bhatia y Crook, 1986]. En estos diagramas los campos son: A= Arco de islas oceánico; B= Arco de islas continental; C= margen Continental activo; D= margen pasivo

De acuerdo a Bhatia y Crook (1986) estos diagramas triangulares permiten discriminar grauvacas de los ambientes tectónicos y por lo consiguiente en los mismos se puede interpretar que las muestras del complejo Chuacús tienen afinidad tanto de margen continental activa como de margen pasiva, mientras que las muestras de la secuencia Salamá son de una margen continental activa.

FIGURA 10.
Diagramas de discriminación de ambiente tectónico



En la figura 10 se muestran los diagramas de discriminación tectónica propuesta por Bhatia (1983), que utiliza elementos mayores para hacer dicha discriminación según los ambientes tectónicos para areniscas de márgenes pasivas, continentales activas, arcos continentales y arcos oceánicos.

DISCUSION

El ensamble mineralógico establecido para la secuencia Salamá tales como clorita+sericita y la presencia subordinada de epidota, actinolita y estilpnomelana, permiten correlacionar a esta secuencia de rocas a un metamorfismo de bajo grado, ubicado dentro de la facie de esquistos verdes.

Un metamorfismo retrógrado se ha caracterizado para la ocurrencia de estas rocas, en la cual la asociación de clorita es la evidencia más clara, a la vez de especificar su correspondencia con la serie Barroviana.

En cuanto al ambiente de depositación de estas rocas, la asociación litológica sugiere un posible ambiente marino intermedio.

Dentro del análisis geoquímico realizado a las rocas metasedimentarias, indica que debido a la escasez de los mismos análisis, no puede ser determinada con exactitud el tipo de ambiente en el cual se depositaron estos sedimentos, así como la procedencia o fuente de los sedimentos y por lo tanto la evolución que los mismo han tenido durante el proceso de su formación.

Determinar la historia compleja del origen y evolución de estos metasedimentos es sumamente complicados, por lo que Ortega indica que la ocurrencia de elementos como el contenido de SiO_2 y la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ permite analizar la madurez textural de los sedimentos. A esta aseveración se interpreta que contenidos altos de estos parámetros establecerán una mayor madurez textural, mientras que bajas concentraciones de aluminosilicatos corresponden a una madurez textural baja.

REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

Ortega Obregón, Carlos. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Uwe Martens, et., al., *Zonas de subducción del Caribe, Cinturones plegados de alta presión en el centro de Guatemala, la sutura del Motagua y el Complejo Chuacús. Guía de viaje, Guatemala 2007.*

Solari, Luigui, et., al., Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics.

ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO SANTA ROSA

Leonardo Michael Chén Cú
Ricardo Enrique Milián de Cruz

USAC/CUNOR

REFERENTE TEÒRICO

El estudio de la estratigrafía del Grupo Santa Rosa dentro del Bloque Maya en el territorio de Guatemala, guarda aun ciertas incertidumbres, por lo que en este apartado se describe la información recopilada de autores nacionales y extranjeros, abarcando las descripciones iniciales y recientes.

Dentro de la compilación realizada por Donnelly, indica que inicialmente esta secuencia sedimentaria del paleozoico tardío fue introducida por la investigación de Dollfus y Montserrat (1868). Estos autores indicaron que las rocas sedimentarias del Grupo Santo Rosa, son las más antiguas y se encuentran sobreyaciendo a la secuencia metamórfica del Grupo Chuacús y Salamá. En el sentido original, el término incluía tres series de roca: una secuencia clástica antigua, calizas, y areniscas y conglomerados jóvenes.

Dollfus y Montserrat pensaron que la edad de estas tres unidades era del Triásico con base al supuesto parecido litológico a rocas europeas, pero la edad Paleozoica de la parte inferior de la secuencia fue reconocida por Sapper (1899), quien dividió la parte Paleozoica de la secuencia en una unidad clástica subyacente "Santa Rosa Schichten" y una sobreyacente "Karbonkalke". La descripción inicial sobre Santa Rosa fue: existencia de dos unidades de rocas sedimentarias: 1) unidad clástica inferior (Santa Rosa) y 2) caliza superior (Chóchal).

Bohnenberger (1966), generalizó el término "Santa Rosa" para la secuencia clástica, que se encuentra sobreyacida por la Caliza Chóchal del Pérmico y la Formación Todos Santos del Jurásico al Cretácico. Por lo consiguiente esta misma expresión empezó a ser utilizada y en la actualidad continúa esta perspectiva.

Clemons, Et., Al.,(1974), sugirieron que la Caliza Chóchal y una unidad litológicamente intermedia, la formación Esperanza, se deberían incluir en el Grupo Santa Rosa. Esta sugerencia la hicieron por una pequeña confusión, debido a un cambio de facies entre la caliza Chóchal y la Lutita, el norte de los alto Cuchumatanes. Sin embargo, la Chóchal en la mayoría de lugares es una caliza fosilifera de coloración grisacea.

A consecuencia de estas indicaciones, posteriormente Donelly especifica que un criterio sumamente importante para descartar la integración de la Chochal en la secuencias siliciclástica de Santa Rosa, es la ocurrencia de una discordancia angular que separa este cuerpo de roca carbonatico de los sedimentos clásticos subyacentes, en el sector este de Guatemala.

La secuencia sedimentaria del paleozoico en Guatemala se extiende desde el sector oeste en los Altos Cuchumatanes, en la parte central (Baja Verapaz) y hacia el este, en los alrededores de los Amates en Izabal. La sección tipo de la secuencia es considerada como muy ambigua puesto que inicialmente se consideró que la mejor exposición se encontraba en las cercanías a la Finca Santa Rosa en Baja Verapaz.

Luego surgió una nueva postura sobre la sección tipo en el oeste de Guatemala, establecido por Vinson (1962). Al analizar y descartar cual de las dos debe ser considerado como la mejor exposición, se sugiere que en los alrededores de los Altos Cuchumatanes se puede definir de mejor manera la sección tipo, ya que en este sector la geología es mucho menos complejo con relación a la parte central, lugar donde la complejidad tanto de las rocas metamórficas como de la geología estructural no permite establecer de manera concreta y certera una secuencia tipo.

Al inicio de las descripciones se indicaba que la secuencia del Grupo Santa Rosa era: Formación Chicol y Sacapulas en la parte inferior, Lutita Tactic y las formaciones Esperanza y Chóchal en el tope de la Secuencia. Como se indicó anteriormente esta especificación fue modificada al excluir la Caliza Chóchal, quedando únicamente la formación esperanza en la parte superior.

A continuación se describen las formaciones que componen este grupo, en su orden correlativo, de la base al tope de la misma.

FORMACIÓN CHICOL

MARCO GEOLÓGICO

Anderson (1969) propuso el nombre Formación Chicol para una secuencia sedimentaria que aflora a ambos lados de la zona de falla Chixoy-Polochic al este y sureste de San Sebastián Huehuetenango.

Cerca de 15 km² de la Formación Chicol están expuestos cerca de San Sebastián Huehuetenango. Depósitos pequeños, mapeados por Blount (1967), a lo largo de la carretera entre Aguacatán y Buenos Aires, en Todos Santos se cree que son la Formación Chicol de Anderson (1969).

LOCALIDAD TIPO

La localidad tipo se definió entre 2-5 km al sureste de San Sebastián Huehuetenango, donde las rocas se exponen a lo largo de los ríos Chicol y Selegua y a ambos lados de la falla Polochic.

LITOLOGÍA

Consiste en 1,000 m de sedimentos clásticos gruesos y de rocas volcánicas afectadas por deformación, metamorfismo regional de bajo grado y metamorfismo de contacto, éste metamorfismo elevó a la Formación Chicol a la sub-facies de cuarzo-albita-moscovita-clorita de la facies de esquistos verdes. Sills graníticos y diques que intruyen a las unidades conglomeráticas (Anderson et al., 1973) pueden haber sido alimentados por los grandes cuerpos intrusivos que afloran en la zona de Huehuetenango, al sur de la falla del Polochic.

La formación está compuesta de una secuencia inter-estratificada distintiva de conglomerados gris verdoso y gris azul claro y areniscas, tobas grisáceo - verdes, grises, marrón y capas volcánico-clásticas y menos común brechas andesíticas. Algunas de estas rocas están fuertemente cizalladas y localmente son miloníticas y cataclásticas. No se han realizado estudios que permitan determinar el origen de las brechas y andesitas en la unidad.

Los conglomerados contienen un arreglo colorido de clastos de caliza y cuarcita. Capas de arenisca y lodolitas son de color verdoso, que posiblemente se deba a la presencia abundante de sericita y en menor medida de clorita en la matriz de éstas rocas. Los tonos corinto claro y azul son causados por hematita diseminada en la matriz de las rocas o por abundante hematita (volcánica) de fragmentos líticos.

Por otra parte, la abundancia de los conglomerados en la unidad sugiere para Anderson et al. (1973), tectónica y actividad volcánica tan antigua como la del Paleozoico tardío asociado con un precursor ancestral de la falla Polochic.

Por desgracia, la formación está limitada por fallas asociadas con las terminaciones extendidas de la falla Polochic en México, y ni su edad Paleozoica, ni su presencia al sur de la traza principal de la falla Polochic son ciertas.

Estratos de conglomerados, que en algunos lugares está intrusionado por diques leucocráticos y sills, contienen clastos distintivos de color pastel y cuarcitas para lo cual no se conoce un área fuente.

EDAD

La edad de la Formación Chicol se coloca en el intervalo Ordovícico-Pérmico basado en placas o columnas crinoidales entre clastos carbonáticos incluidos en estratos de conglomerados, así como por la posición estructural de dicha Formación.

CORRELACIONES

La Formación Chicol se correlacionó por Anderson et al. (1973) con la Formación Sacapulas del Paleozoico tardío definida por Bohnemberger (1966) a unos 60 km al este de Huehuetenango, pero basado sólo en las similitudes de sus litológicas.

Bohnenberger correlaciona los clásticos gruesos en el área de Barillas y Soloma con la Formación Sacapulas y cree que también son correlativos con la arenisca Macal de Dixon (1965) en las montañas Mayas de Belice, que se cree son de edad Pennsilvanico tardío.

FORMACION SACAPULAS

LOCALIDAD TIPO

Fue definida por Forth y Vinson en el oeste de Guatemala, aproximadamente a 35 km al este de San Sebastian Huehuetenango. Se considera también que aflora a lo largo de la falla Chixoy-Polochic, en la parte noroeste dentro del cuadrángulo Salamá, que se extiende desde los poblados de El Progreso hasta las afueras de Salamá. El río Salamá y las quebradas Concepción y Camalmapa contienen los mejores afloramientos en la parte central de Guatemala.

LITOLOGIA

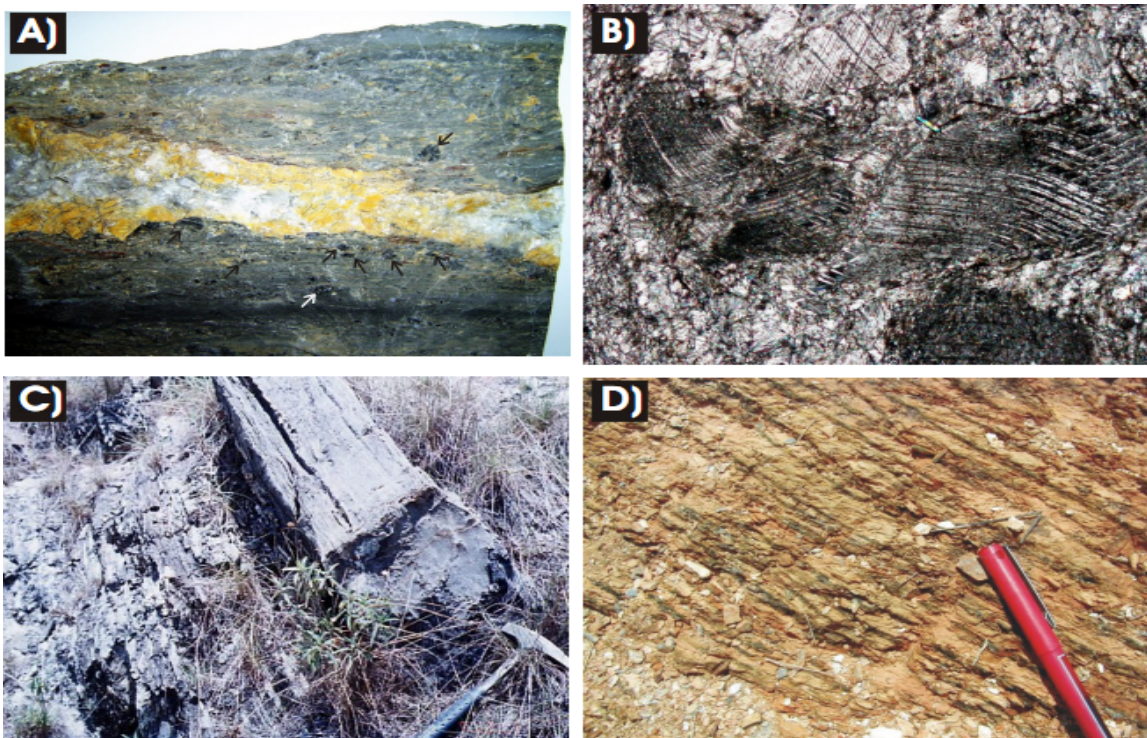
De acuerdo a Forth (1968), la secuencia consiste de una interestratificación de lutitas-areniscas y conglomerados. Calizas, limolitas y material metavolcánico se encuentran también en la sección. Las capas de lutitas son mas gruesas y numerosas hacia el tope de la formación y pareciera estar gradando a la Lutita Tactic. En promedio se especifica la ocurrencia de 800 a 1200 metros, pues en algunas partes (al W) varia entre 350 a 515 metros de afloramiento, en otras consiste en 600 m de conglomerado transicional a pizarra.

Ortega Obregón (2005) dentro de su investigación sobre la caracterización de la zona de cizalla indica la ocurrencia de la parte basal de la secuencia sedimentaria. El describe que la base en esta localidad esta formada por un conglomerado con clastos de granito y areniscas, seguida hacia la cima

(estratigráficamente) por sedimentos de grano más fino: limolitas y lutitas calcáreas, que hacia la cima se interestratifican con calizas que contienen fósiles de tipo crinoideo entre los que se encontraron conodontos de la especie *Siphonella* sp (Ed Landing, comunicación escrita) de edad tournasiana (Misisípico inferior).

Indica también que en el Cerro Mumús, al norte del poblado de Chixolop, aflora también parte de esta secuencia paleozoica, la cual está emplazada tectónicamente sobre la secuencia Salamá y el Granito Rabinal.

FIGURA 1
Evidencias litológicas de campo para la formación Sacapulas.



(A) Caliza del Cerro Mumús cortada por una veta de calcita, (B) Cristales de calcita de esta misma caliza en que se observa el plegamiento de los planos de crucero. (C) Afloramiento de una capa de Calizas interestratificada con limolitas y lutitas en el Cerro Mumús; (D) Interestratificación de limolitas calcáreas y lutitas con el desarrollo de clivaje.

Jaime Requena (1999) dentro la cartografía del cuadrángulo Salamá describe la formación Sacapulas de la siguiente manera:

Es una unidad basal constituida principalmente por conglomerados y filitas de coloración verdosa, que afloran entre San Francisco y Buena Vista, o bien sobre el río Salamá y la quebrada Xolá. Los clastos de esta unidad son de 3 a 30 cm y excepcionalmente de 1 metro de diametro, algunos de los cuales muestra cierto grado de deformación. Están compuestos por cuarzo, mármol, arenisca, granitos y lutitas, formando potentes capas que muestran laminación oblicua, arqueada y canalizaciones.

La mayoría de los afloramientos muestran facies “debris flow”, con matriz lutítica-arenosa, interestraticadas con conglomerados y paraconglomerados, aparecen arenisca, limolitas y filitas, mostrando así una gradación normal, grano y estrato decreciente de las parasecuencias. En la parte superior se encuentran laminación planar paralela, gradación positiva de granos, laminación oblicua arqueada, canales y ripples.

Luigui Solari (2007) indica que En el Cerro Mumús (Fig. 10), estas rocas se acompañan con pizarra y piedra caliza que contiene crinoideos y los conodontes *Siphonella* sp. que data de la base de la unidad como Tournaisiense (Bajo Mississippi). Además establece que los conglomerados de la formación Sacapulas, observados en el Camino Rancho - Salamá, acercándose a Salamá, son conglomerados deformados, metamorfoseado en condiciones de facies de esquistos verdes. Constituyen la base del Grupo Santa Rosa en la zona de estudio, y se correlacionan con la Fm Sacapulas. de Forth (1971).

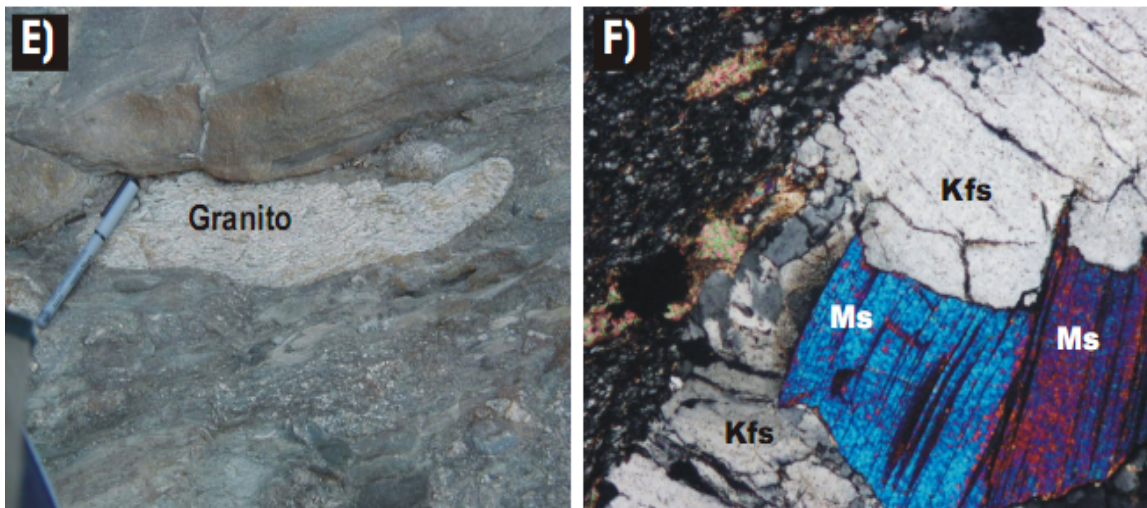
CONTACTO Y RELACIONES DE CAMPO

Se encuentra en contacto con la secuencia Salamá y el granito Rabinal, este contacto es tectónico. Hacia el norte hace contacto con un pequeño paquete de calizas de color negro, posiblemente de la Formación Chóchal. Ortega-Gutiérrez indica que esta facie sedimentaria cubre discordantemente al cuerpo de rocas metasedimentarias de bajo grado del Devónico (secuencia San Gabriel).

En cuanto a las relaciones de campo, Ortega Obregon indica, que la cubierta sedimentaria esta en un tipo de contacto tectónico con la secuencia Salamá y el granito Rabinal. Sin embargo, muchos de los clastos encontrados muy cerca de este contacto son de un granito deformado de moscovita con ortoclasa como feldespato potásico, plagioclasa (An20-30) muy similar al granito Rabinal. Evidencias de estas relaciones se muestran en la siguiente figura.

La secuencia sedimentaria de la formación Sacapulas se encuentra en un contacto gradual con las Lutitas Tactic.

FIGURA 2
Relaciones de campo entre la secuencia sedimentaria y
secuencia Salamá y Granito Rabinal



(E) Clasto de granito deformado dentro del conglomerado de la Formación Sacapulas.

(F) Sección delgada de uno de los clastos del meta-conglomerado en contacto con la matriz.

Ortega Obregón especifica que los clastos encontrados en las partes conglomeráticas de esta formación y las edades K-Ar en las pegmatitas asociadas a la intrusión del granito, sugieren que posiblemente estas rocas se encontraban en contacto estratigráfico.

EDAD

Debido a su equivalencia con la formación Chicol, se coloca en el Intervalo Ordovícico – Pérmico. Los estudios realizados en la cartografía de Salamá permitieron indicar una edad base del Misisipico (Touroniano) en base a la presencia de conodontos de la especie *Siphonodella* sp, hacia la cima se interestratifican con conodontos (Missisípico.)

FORMACION TACTIC

Esta formación sedimentaria del Grupo Santa Rosa fue propuesta por Walper en 1960.

LOCALIDAD TIPO

De una manera generalizada pero que en la actualidad es poco aceptada por diferentes personalidades, esta formación tiene parte de su sección tipo en los alrededores de la Villa de Tactic, en Alta Verapaz.

Aflora al norte de la Sierra de los Cuchumatanes casi hasta San Mateo Ixtatan y hacia el Sur, al menos hasta la falla Chixoy-Polochic. También se reconoce en una banda que se extiende a través de la parte sur de la cuenca petenera desde Chiapas, México, en el Oeste, hasta el Mar Caribe en el Este.

LITOLOGIA

Consiste de lutita café a negra y lodolita con capas locales de cuarcita y dolomita con algunas capas calcáreas cerca del tope. Localmente las lutitas son filíticas y donde la erosión ha cortado profundamente en la formación, afloran pizarras y meta cuarcitas. Además de limonita y algo de caliza. Los espesores varían de 700 metros subyaciendo a la Caliza Chóchal, hasta de por lo menos 800 metros cerca de Huehuetenango.

Clemons y Burkart (1974), indican que la formación Tactic es una secuencia de pizarra con coloraciones de marrón a negro, ocurren capas delgadas de areniscas. Las pizarras son de textura filítica en la mayor parte de la región de los Cuchumatanes y en el valle más profundo son remanentes de esquisto pizarroso y metacuarcita que se encuentran bien expuestas. Se evidencian pequeñas cantidades de intercalaciones de caliza fina con las pizarras oscuras.

Jaime Requena (1999) dentro de sus observaciones de campo relacionado a la Lutita Tactic indica: En los alrededores de Salamá, los afloramientos son frescos, las lutitas filíticas son negras lustrosas, compuestas casi completamente de arcilla o mica muy fina. El clivaje algunas veces cruza bandas de color más claro que puede estar relacionado con estratificación. Sin embargo, finas capas limosas o arenosas normalmente están paralelas a la foliación.

Las calizas gris oscuro o negras, recristalizadas, forman pequeños cuerpos lenticulares entre las filitas. No se observó ningún afloramiento que excediera los 5 m de largo, sin embargo, en el camino que conduce de la aldea la Paz hacia Matanzas, existen afloramientos decamétricos, consituidos por caliza marmolizada deformada, produciendo olor fétido cuando se rompen.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO

El contacto de esta formación con respecto a la sobreyacente Esperanza es de tipo gradacional, al igual que con la subyacente formación Sacapulas, por lo consiguiente esta formación se encuentra en medio de una secuencia sedimentaria dentro de un ambiente de plataforma somera.

Dentro de las relaciones de campo, sobresale la descripción de Michael Chén (2010), en su investigación de Trabajo Final de Campo la cual identificó una relación discordante de Lutitas pizarrosas con bajo grado de metamorfismo, con rocas de alto grado metamórfico pertenecientes al complejo Chuacús.

Este contacto se explica a partir de la ocurrencia de la secuencia sedimentaria paleozoica que fueron afectadas durante el plegamiento del basamento como consecuencia del contacto tectónico entre los bloques Maya y Chortí. Esta relación y limite discordante entre Gneis y la presencia de Lutitas pizarrosas se observa de buena manera en las coordenadas UTM 15P 799842E, 1667275N. WGS-84.

FOTOGRAFIA 2

Contacto discordante entre Lutitas Pizarrosas y gneis del complejo Chuacús.



Fuente: Michael Chén, 2010.

EDAD

Varios autores han sugerido una edad de Pennsylvania del Pérmico de las Rocas Táctica. Así mismo se ha establecido una edad del Leonardiano en base a la ocurrencia de fusulínidos de la especie *Eoverbeekina Americana*.

En el este de Guatemala, cerca de Puerto Barrios, debajo de la Caliza Chóchal ocurre una sección limitada pero significativa de areniscas con poco contenido de caliza y debris carbonático local. Estas capas, que no han sido descritas anteriormente, se llaman informalmente Capas Las Escobas, por su exposición en el río de ese nombre. Estas son de algunos metros de espesor y contienen abundantes braquiópodos, madera carbonizada, y briozoos fenestélidos.

Capas delgadas de caliza contienen pocos fusulínidos pero son ricos en otros foraminíferos. Una discontinuidad angular de casi 30 grados separa esta unidad de la sobreyacente Caliza Chóchal. Litológicamente, esta sección es muy similar a la facies vista en Belice y poco diferentes a las litologías Tactic vistas más hacia el oeste en Guatemala. La discordancia angular muestra un evento deformacional del Pérmico Temprano.

FORMACION ESPERANZA

Es la unidad superior del Grupo Santa Rosa y sólo se ha asignado a lo largo de los flancos suroeste de los Cuchumatanes Altos. Al norte de San Miguel Acatán, cerca de las exposiciones más septentrional del Grupo de Santa Rosa, la roca caliza Wolfcampaniano es delgada con intercalaciones de Lutita.

Las primeras descripciones de esta unidad se atribuyen a Blount (1967), Boyd (1966), Davis (1966) y Anderson (1967) como el Miembro Esperanza de la Formación Santa Rosa. Anderson et al elevó luego el Miembro Esperanza de la Formación Santa Rosa.

LOCALIDAD TIPO

Con alto grado de incertidumbre se ha establecido un posible localización tipo para esta facie, en los Altos Cuchumatanes y sus mejores exposiciones se encuentran entre la falla de Chixoy-Polochic y río Ocho, en el oeste de Guatemala.

LITOLOGIA

Esta unidad sedimentaria consiste de Lutita fosilífera café a negra, lodolita y limolita con intercapas de caliza y dolomita. Las superficies

meteorizadas son rojas, café, amarillo o gris. La secuencia de lutita Esperanza es virtualmente indistinguible de la Tactic subyacente. El criterio arbitrario para distinguir entre las dos, es la ocurrencia de intercapas de caliza de 5 m o más en espesor en la Esperanza. El espesor promedio observado en los altos Cuchumatanes es de 470 m aproximadamente.

Clemos y Burkart (1974) indicaron que esta compuesta por intercalaciones de lutitas fosilíferas, arenisca, caliza y dolomita. El color de la pizarra fresca y carbonato es generalmente marrón, a la intemperie varían entre rojo, marrón, amarillo y gris.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO

En su límite inferior con la formación Tactic y en la parte superior con la caliza Chóchal, esta facie es gradacional.

EDAD

De acuerdo a la presencia de fusulínidos del género *schwagerina* cf. *S. campensis*, Thompson, (1954), se le atribuye una edad Wolfcampaniana del pérmico inferior.

SECCION ESTRATIGRÀFICA

Como se ha indicado en este apartado correspondiente a la secuencia sedimentaria del Grupo Santa Rosa, estratigráficamente se especifica la ocurrencia en la base por la formación Chicol y Sacapulas, seguida de la Lutita Tactic y se ubica como la parte superior de esta secuencia a la formación Esperanza, cuyas edades generalizadas se encuentran dentro del intervalo pre-Pérmico a Pérmico Tardío.

En la siguiente imagen se muestra la secuencia estratigráfica del Grupo Santa Rosa, estudiada por Clemmons y Burkart (1971-74) en el oeste, Anderson (1973) en otro sector oeste de Guatemala, Bohnenberg (1966) en el centro y Van den Boom (1973).

FIGURA 3
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO SANTA ROSA

Edad		Clemons y Burkart (1971) NW Guatemala	Anderson et al., (1973) NW Guatemala	Bohnenberger (1966) Centro de Guatemala	van den Boom (1973) Centro de Guatemala
CENOZOICO	Terciario- Cuaternario	Aluvión y Tillis Depósitos volcánicos	Aluvión y Tillis Depósitos volcánicos		
MESOZOICO	Cretácico	Formación Sepur	Formación Sepur $\Delta?$		
		Formación Ixcoy	Formación Ixcoy $\Delta?$		
	Jurásico	Formación Todos Santos	Formación Todos Santos $\Delta?$		Formación Todos Santos
PALEOZOICO	Pérmico Leonardiano	Formación Chochál	Formación Chochál Miembro Tullán		Formación Chochál
		Formación Esperanza	Formación Esperanza		Formación Tactic Superior
	Formación Tactic	Formación Tactic		Formación Tactic inferior	
	Wolfecampiano	Formación Chicol / Sacapúlas	Formación Chicol	Formación Sacapúlas	Formación Sacapúlas
		$\Delta?$	Formación Chicol		
	Pre Pérmicas		Grupo Chuacús Occidental	Grupo Chuacús	Grupo Chuacús
		Rocas cristalinas			

FUENTE: Modificada de Clemons y Burkart , 1971.

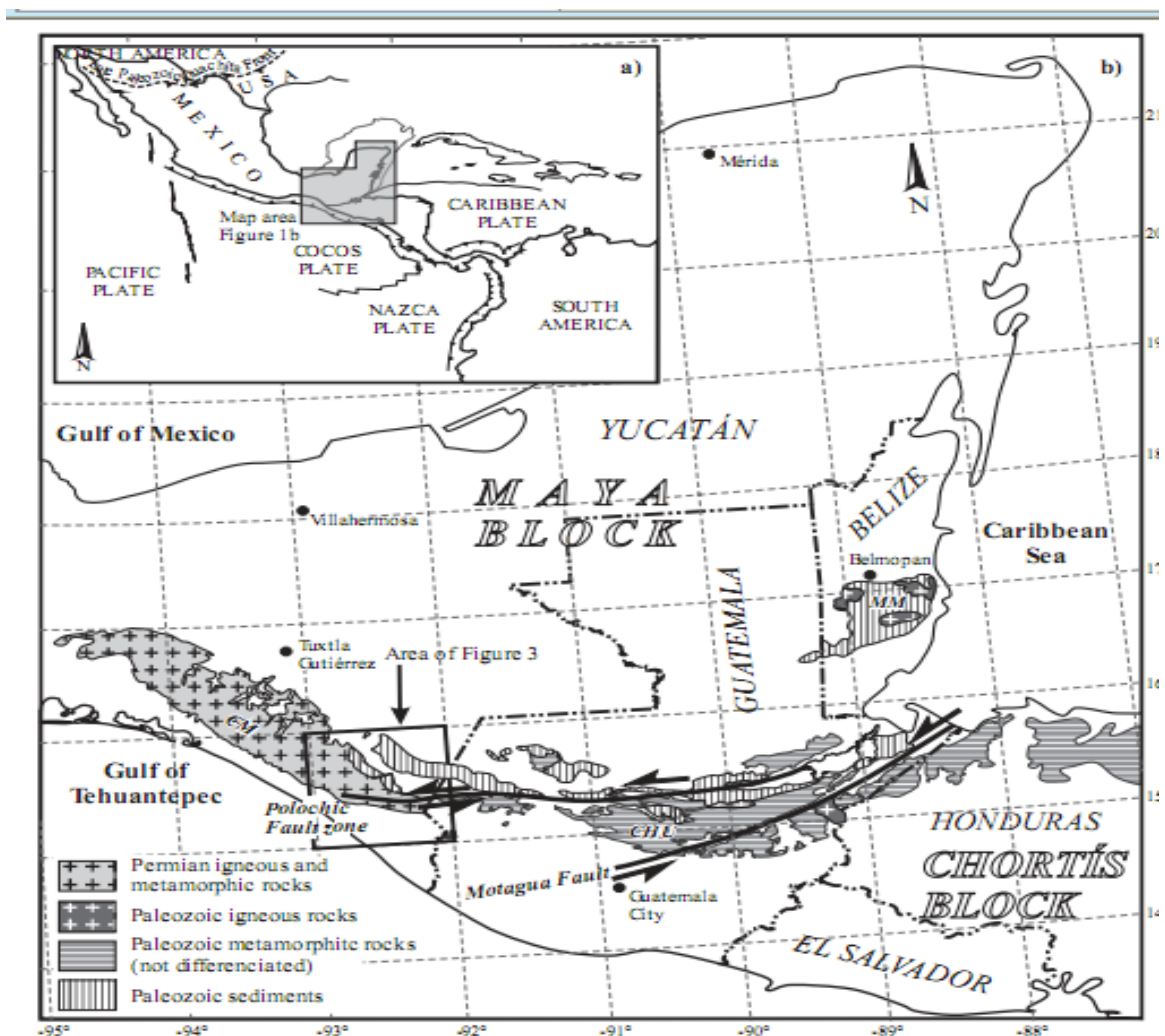
EQUIVALENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

Esta secuencia se correlaciona con las descripciones sedimentarias realizadas en Chicomosuelo, Estado de Chiapas México.

Valerie Pompa Mera (2 009), especifica que en el Estado de Chiapas, las rocas sedimentarias paleozoicas correlacionables con el Grupo Santa Rosa se exponen en el área de Chicomuselo. En esta zona constituyen una secuencia de tipo flysch cuyo espesor estimado es de 5,800 m (López-Ramos, 1979).

Acerca de esta correlación Weber (2 006) indica: La Formación Santa Rosa en el Estado de Chiapas (SE de México) es una secuencia de sedimentos tipo flysch, de edad Misisípica a Pensilvánica. Estas rocas sedimentarias se correlacionan con el Grupo Santa Rosa de Guatemala y Belice y aflora a lo largo del límite sur del bloque Maya y al norte de la falla del Motagua, que actualmente es considerado como el límite entre las placas de Norte America y Caribe.

FIGURA 4
CORRELACION DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA EN TERRENO
GUATEMALTECO Y MEXICANO



FUENTE: Modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1992.

Esta sección fue subdividida en dos secuencias mayores: las formaciones Santa Rosa superior e Inferior. La Formación Santa Rosa inferior aflora hacia el norte del poblado Ángel Albino Corzo y se compone de filitas y en algunas partes de esquistos granatíferos, algunos horizontes de metacuarcitas y un conglomerado de aproximadamente 10 m de espesor (Hernández-García, 1973).

Basándose en un horizonte fosilífero con crinoides y pelecípodos (lamellibrancha), Hernández-García (1973) propuso para esta secuencia una edad del Misisípico superior.

La Formación Santa Rosa superior es una secuencia de lutitas, limolitas ligeramente calcáreas y arenosas en algunos horizontes, ocasionalmente se encuentran alternadas con areniscas.

A diferencia de la Formación Santa Rosa inferior, estos sedimentos no presentan fósiles identificables, sin embargo, por sus similitudes litológicas y correlación estratigráfica han sido correlacionadas con la Formación Tactic en Guatemala (Hernández-García, 1973). Al norte de Chicomuselo, la parte superior de la formación Santa Rosa, es cubierta discordantemente por lutitas silíceas y calizas de la Formación Grupera que contiene fusulínidos (Schwagerina) de edad Pérmico Inferior (Wolfcampanian), (Hernández-García, 1973; López-Ramos, 1979).

Por lo tanto, la Formación Grupera se correlaciona con la Formación Esperanza (Figura 2), que constituye la parte más alta del Grupo de Santa Rosa en Guatemala. Al igual que la Formación Chochal en Guatemala, calizas fosilíferas gris edad leonardiana cubren concordantemente la Formación Grupera. (Formación Paso Hondo).

En las Montañas Maya en Belice, rocas sedimentarias y metasedimentos del Paleozoico conforman una parte importante de las mismas. En esta región, las rocas paleozoicas fueron descritas por Dixon (1956) y fueron divididas en dos series de aproximadamente 3000 m de espesor cada una:

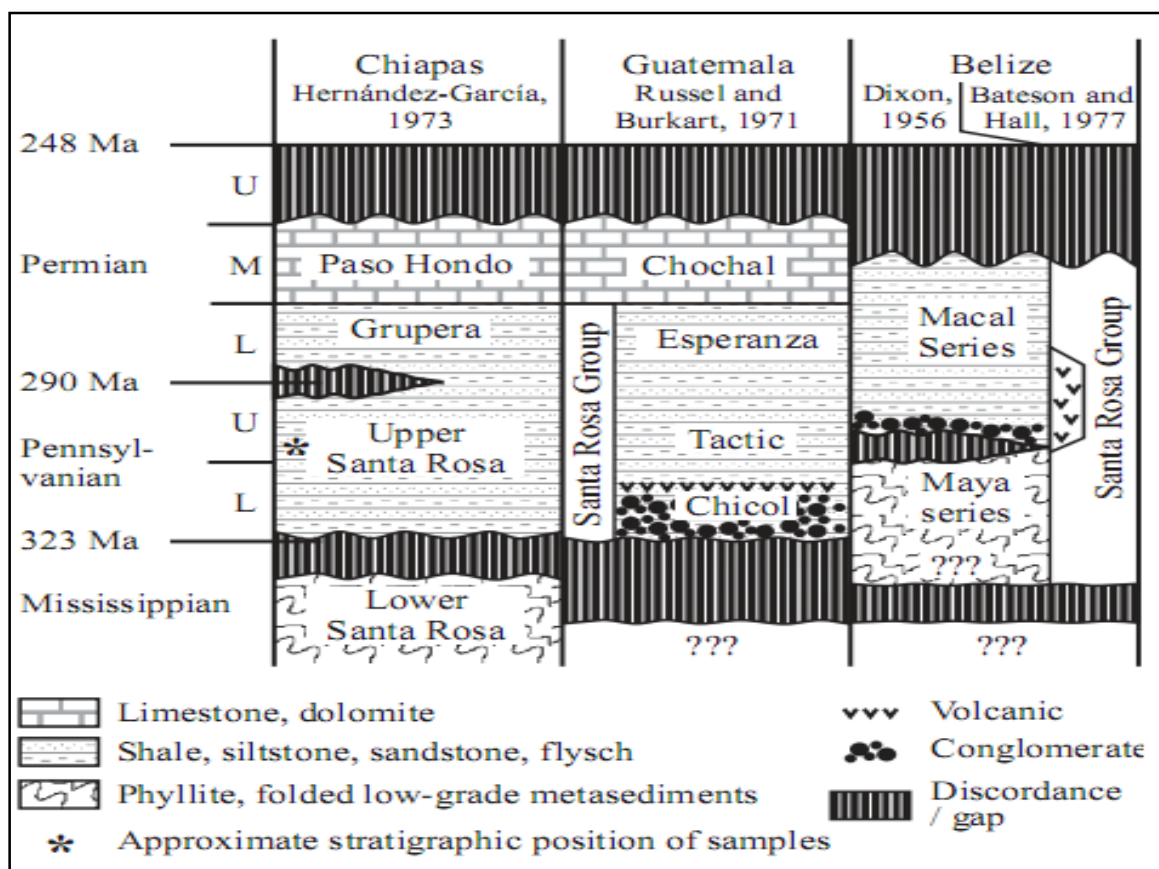
- ▶ Serie Maya
- ▶ Serie Macal

La Serie Maya es la más antigua, y está compuesta por grauvacas, lutitas, cuarcitas, pizarras y algunos esquistos y gneises.

La Serie Macal es más joven y su litología está representada por conglomerados, areniscas y lutitas fosilíferas con edades del Pensilvánico tardío-Pérmico medio, por lo que ha sido correlacionada con el Grupo Santa Rosa.

Las secuencia que subyace a los sedimentos en las Montañas Maya han sido fechadas en 407.1 ± 6.5 Ma (2σ) y 410 Ma (U-Pb en circones; Martens et al., 2006).

FIGURA 5
CORRELACION ESTRATIGRÁFICA DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA CON CHIAPAS MEXICO Y BELICE.



FUENTE: Modificado de Weber et al., 1992.

DATAACIONES Y POSIBLE ORIGEN DE LOS SEDIMENTOS DE LA SECUENCIA

Weber (2006) indica: Se analizaron edades de zircones individuales de areniscas de la Formación Santa Rosa Superior en el Sur de México por ICPMS (multicolector con ablación con láser) y con SHRIMP.

La población más joven de zircones es de edad silúrica (~420 Ma), pero la mayoría de los zircones tiene edades que corresponden con el ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano (500–700 Ma).

Otras poblaciones menores tienen edades de ~820 Ma, del Grenvilleano (1.0–1.3 Ga), del Mesoproterozoico (1.4–1.6 Ga), del Paleoproterozoico (1.8–2.2 Ga) y del Arqueano (2.7–3.1 Ga).

La mayoría de los sedimentos provienen del oeste de África o del este de Sudamérica, donde se encuentran, tanto orógenos con edades del ciclo Pan-Africano-Brasiliano como cratones precámbricos.

En nuestro modelo, la colisión progresiva entre Gondwana y Laurentia durante la orogenia Alleghaniana resultó en erosión y deposición de los sedimentos flyschoides hacia el oeste, seguido por un movimiento del bloque Maya y la litósfera adyacente en dirección poniente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Donnelly, Thomas. Et. Al. Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks. USA, The geological society of America, 1990. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Requena Fernandez, Jaime Eduardo. Geología del cuadrángulo de la hoja Salamá. Guatemala: Comisión Nacional de Ciencia y Tectonología –CONCYT-, Comisión de Ciencias de la Tierra, Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología, Usac/Cunor., 1999. <http://glifos.concyt.gob.gt/digital/facyt/facyt%201998.64.pdf> (13 de agosto del 2010).

Millan, S M. (Comp.) Léxico estratigráfico preliminar de Guatemala. Norte y Centro. Guatemala: Usac/Cunor., 1985. (Traducción Libre Mauricio Chiquín Yoj)

Ortega Gutiérrez, Fernando. Et, Al. The Maya-Chortís boundary: A tectonostratigraphic approach. http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/OrtegaGutierrez,%20Chortis-Maya%20%20final.pdf. (5 de septiembre del 2 010).

Ortega Obregón, Carlos. *Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala*. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., 2 005.

Uwe Martens, et., al., High-Pressure Belts of Central Guatemala: The Motagua Suture and the Chuacús Complex, Field Trip Guide 1st Field Workshop of IGCP 546 "Subduction Zones of the Caribbean", 2007.

Clemons, Russell E. y Burkart, Burke. Stratigraphy of northwestern Guatemala. <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca03/1969-32-2%20Russell - Burke.pdf> (5 de septiembre del 2 010).

FORMACIÓN CHÓCHAL

Byron Rolando Román Tecú
USAC/CUNOR Carrera de Geología

LOCALIDAD TIPO

A unos 4 km al este de Chóchal y 2.5 Km al norte de la mina la esperanza. A una altura de 3300msn en los Altos Cuchumatanes en Huehuetenango.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

La formación se encuentra bien dispersa a lo largo del sur de las zonas de falla Rio Ocho y Chixoy-Polochic. También aflora hacia el este hasta las áreas de Cobán-Purulhá y Senahú en Alta Verapaz y al oeste hacia la frontera con México. Muchos remanentes erosiónales de 200mt de espesor más o menos ocurren cerca de Barillas en el flanco norte de los cuchumatanes.

LITOLOGÍA

La litología consiste en series de limonita, arenisca, caliza y dolomía interestratificados, la caliza masiva. Ocurren zonas altamente fosilíferas con un contenido abundante de fusilinidos, corales, braquiópodos, crinoides, esponjas, espinas, equinodermos, briozoos y algas. Intercalaciones de lutitas están esparcidas a través de la sección y son más abundantes cerca de la base y cerca del contacto con el miembro superior Tuliman la unidad superior de la Chóchal.

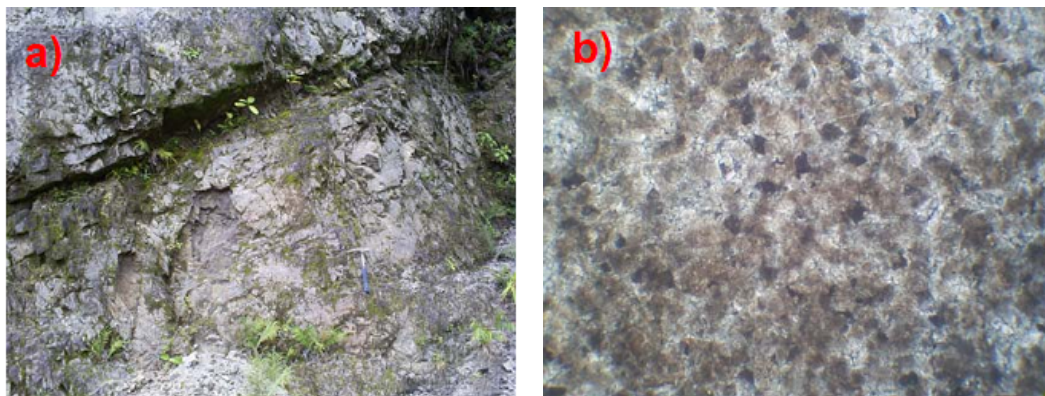
Ricardo Tiu Castro (2006), litológicamente consiste en calizas dolomíticas, cristalinas y fosilíferas estratificadas, se dividen en dos niveles un nivel de caliza dolomítica con intercalaciones de caliza cristalina y en el otro ocurren zonas altamente fosilíferas

El nivel de calizas dolomíticas con intercalaciones de caliza cristalina se encuentra bien dispersada en la base hasta al nivel medio, estratificada y en algunas zonas muy fracturada presentando a demás bastantes vetas rellenas de calcita, la coloración de estas rocas es gris, de grano fino a grano grueso.

Christopher Chen Bac (2008), determina una unidad de caliza cristalina, se encuentra representada, dentro del área de estudio, bajo las coordenadas UTM en sistema WGS84 zona 15N, 0795626, 1686825, el cual se encuentra altamente expuesto, presenta estructuras de estratificación y fracturas, indica que esta unidad se compone de caliza, color gris oscuro, fracturada y recristalizada, es difícil la observación de estr:

al alto grado de fracturamiento que poseen dichas rocas. También indica que esta litología en muestra de mano se observan, indicios de fósiles, pero debido a la recristalización no son visibles en sección delgada, según la clasificación de Folk, se clasifica como esparita, sin rastro de fósiles.

Tabla 1. Unidad de Caliza Cristalina



- a) Afloramiento de Unidad de Caliza Chóchal
b) Microfotografía obtenida de la Unidad de Caliza Chóchal

Lizandro Macz (2007), litológicamente consiste en calizas dolomíticas, textura wackstone que presentan coloración gris claro a oscuro.

FOSILES

Stanley A. Kling, la caliza Chóchal del arca Chiantla contiene fusulínidos que también se encuentran en Chiapas. Estos son similares a las forma del Wolcampaniano y Leonardiano edades de Texas. La caliza Chóchal de la sección Purulhá, contiene fusulínidos similar a las formas de Leonardiano y principios del Guadalupano edades de Texas. Uno de los más bajos de estos (*schubertella muellerriedi*) se encuentra en la parte superior de la formación Paso Hondo de Chiapas, por encima de estas secuencias se encuentra en la parte superior de la sección de Chiantla. Esto sugiere la posibilidad de que las calizas de la sección de Purulhá es mas reciente que los de Chiapas y secciones Chiantla y pueden ser representados por pizarra en Purulhá.

Ricardo Tiu Castro (2008), en las muestras sanas tomadas en zonas altamente fosilíferas en sección delgada se observan crinoides, fusulínidos, ostrácodos, fragmentos de algas y resto de otros tipos de fósiles; de estas se analizaron dos sección en especial por su contenidos fosilífero.

Stanley A. Kling, la caliza Chóchal del arca Chiantla contiene fusulínidos que también se encuentran en Chiapas. Estos son similares a las forma del Wolcampaniano y Leonardiano edades de Texas. La caliza

Chóchal de la sección Purulhá, contiene fusulínidos similar a las formas de Leonardiano y principios del Guadalupano edades de Texas. Uno de los más bajos de estos (*schubertella muellerriedi*) se encuentra en la parte superior de la formación Paso Hondo de Chiapas, por encima de estas secuencias se encuentra en la parte superior de la sección de Chiantla. Esto sugiere la posibilidad de que las calizas de la sección de Purulhá es más reciente que los de Chiapas y secciones Chiantla y pueden ser representados por pizarra en Purulhá.

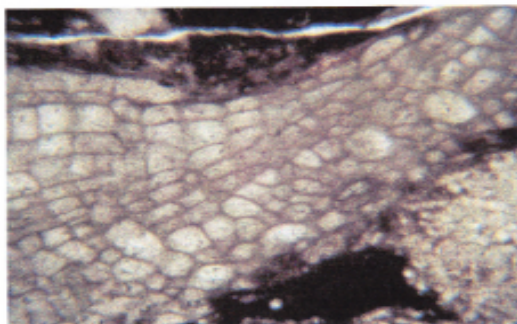
Según el Dr. Vachard (2005), de la universidad de Maricury Francia, en las dos secciones delgadas se encontraron los siguientes fósiles.

Figura 5a. Corte longitudinal de un Briozoario

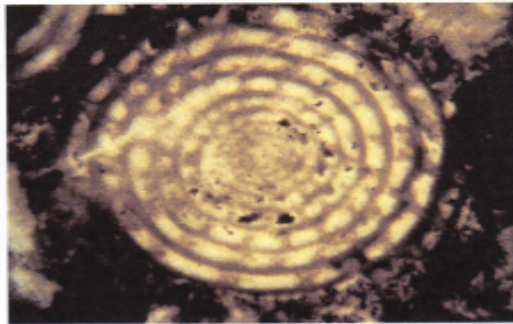
Figura 5b. Corte transversal de un Fusulinido Staffellido (Genero Staffella o Eoverbeekina).

Figura 5c. Corte subaxial de un fusulinido Schwagerinido (Pseudofusulina o Parafusulina)

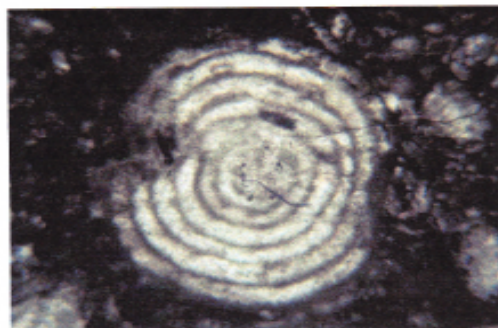
Figura 5.d Corte subtransversal de Eoverbeekina.



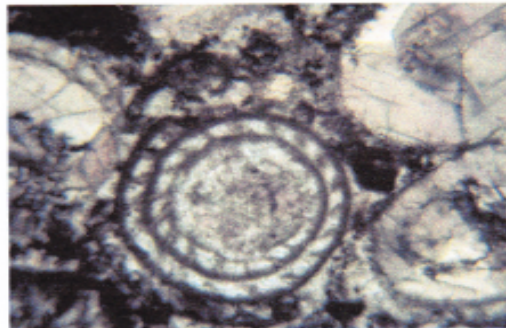
5 a.



5 b.



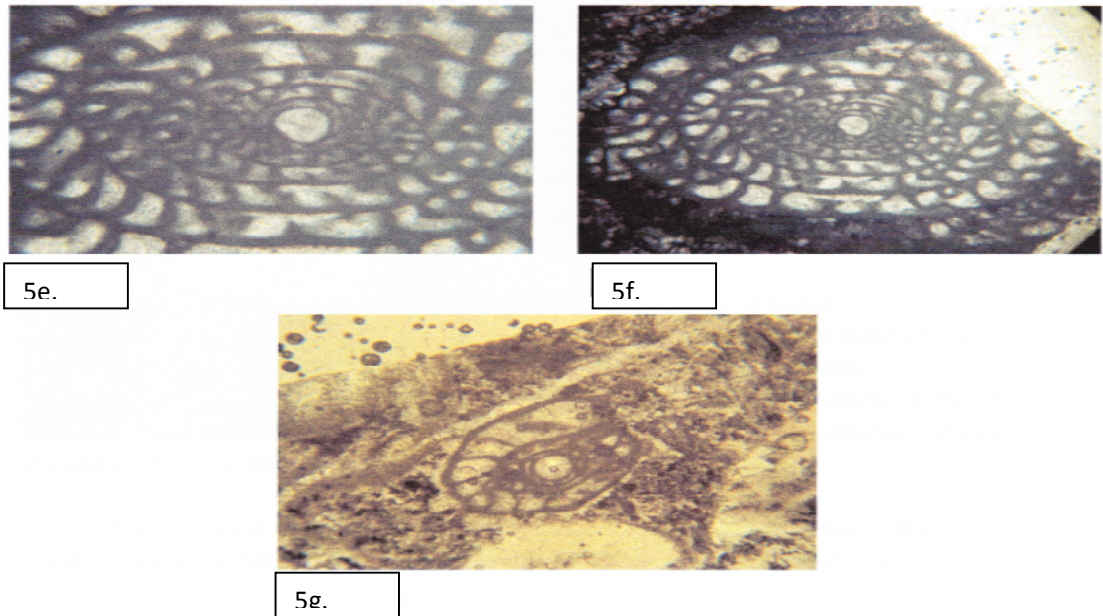
5 c.



5 d.

Fuente: Juan Ricardo Tiu Castro, 2006.

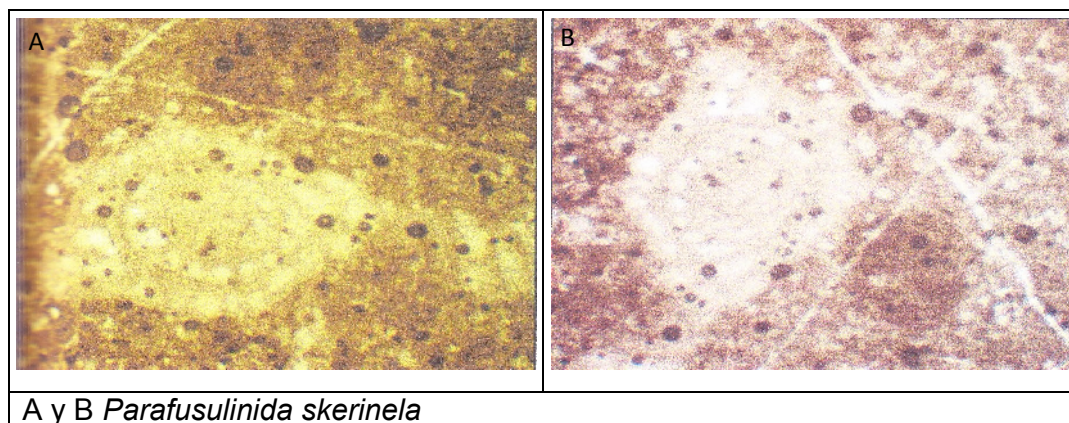
Figuras 5e, 5f y 5g Diferentes de una Parafusulina o Skinnerela.



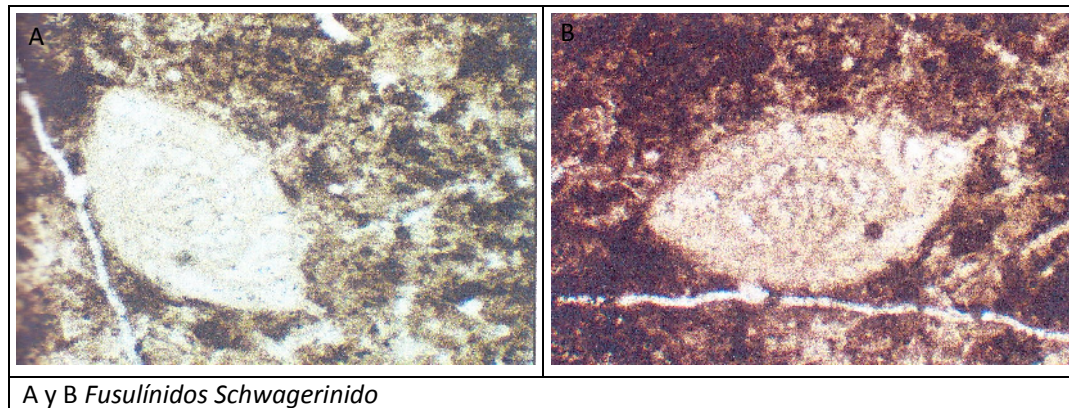
Fuente: Juan Ricardo Tiu Castro, 2006.

Lizandro Macz (2007), el contenido fosilífero que se encuentra en esta unidad de caliza son los fusulinidos, posiblemente *Parafusulina skerinela*.

Tabla 2. Secciones de la unidad de caliza



Fuente: Lizandro Macz, año 2007.

Tabla 3. Fósiles *Swagerinido* de la unidad de calizaA y B *Fusulinidos Schwagerinido*

Según las microfacies de las secciones delgadas de la muestra de la caliza fosilífera, float Stone bioclásticas con estilolitas débil en lugar numerosas y vetillas esparitica, y fragmentos de crinoides, válvulas de ostrácodos, algas raras, es decir *Eugonophyllum* sp, y *Mizzia* sp., y foraminíferos.

Bioestratigrafía

Tabla 4. Zonaciones estratigráficas del Pérmico de Guatemala

LITOESTRATIGRAFÍA	CRONOESTRATIGRAFÍA		BIOESTRATIGRAFÍA
CHOCHAL Fm	ROADIAN		<i>Skinnerella latina</i>
	KUNGURIAN		<i>Parafusulina durhami</i> <i>Schubertella muelleriedi</i>
	ARTINSKIAN		<i>Parafusulina guatemalaensis</i>
			<i>Skinnerella gruperensis</i> <i>Praeskinerella guambli</i>
ESPERANZA Fm	Finales SAKMARIAN/ Principios ARTINSKIAN		<i>Pseudofusulinoides</i> spp. <i>Levenella</i> (?) aff. <i>evoluta</i>
TACTIC Fm	Principios PERMICO		No presenta fusulinidos
SACAPULAS Fm	CARBONIFERO		No presenta fusulinidos

FUENTE: Modificado de D. Vachard et al. / C. R. Acad.

La edad se establecido por *Pseudofusulinoides lieanoda* (Ross), considerado como más Wolcampaniano reciente o por lo menos a finales de Wolcampaniano en Texas. Además esta especie es el ancestro supuesto *crassitectoria Praeskinnerella* (Dunbar y Skinner), considerado como el principal marcador del Leonardiano.

Tabla 5. Biozonación y correlación hipotética entre niveles portadores de fusulínidos de Guatemala Chiapas (México) y Estados Unidos.

CRONOESTRATIGRAFIA		ESTADOS UNIDOS (WILDE 1990)	CHIAPAS, MEXICO (D. v. Inédito)	GUATEMALA (Vachard y Fourcade)		V. María Edna (2000)	Este estudio (2005)	
Pérmico Superior	Kumbergandiano	Guadalupano	Parafusulina Bosei		Skinnerina Latina			
		Roadiano	Skinnerina	---	Parafusulina Sp. A.	---		
Pérmico Inferior	Bolotiano	Superior	Parafusulina Moyenne	---	Parafusulina Durhami	Chóchal de Suquinay	Chóchal de Suquinay	
					Parafusulina Fountaini			
	Yakhtashiano (igual Artinskiano)	Leonardiano	Medio	Parafusulina Transitionnelle	Schubertellamuelleriedi "Schwagerina SP. A"	?	Chóchal de Purulhá	Chóchal de Purulhá
					Parafusulina Australis			
		Grupera	Inferior	Pseudofusulina Crassitectoria	Skinnerina Latina	?	Chóchal de Chiantla	Chóchal de Panimaquito, Purulhá, Baja Verapaz
					Skinnerina Latina			
Sackmaniano	Wolfcampiano	Monodiexodina Linearis	Chicomusuelo	Skinnerella Gruperaensis	Ezperanza (?)	Chóchal de Panimaquito, Purulhá, Baja Verapaz	Chóchal de Pansal, Purulhá, Baja Verapaz	
				Chalaroschwagerina Chiapasensis				
				Tactic		Tactic		

Fuente: Vachard (2005)

En el Pérmico Temprano, se identifica un encaje de fusulinidos en Guatemala. Contiene una formas Tethyan, mezclado con fusulínidos californianos y Texas clásicos. La importancia del género cuestionables *Leyella*, se pone de notoriedad. Una especie americana es asignada al género Tethyan.

ESPESOR

Roberts e Irving (1957), describieron una sección de casi 200 m en el oeste de Guatemala y estimó un espesor total de casi 600 m. Sapper (1899) había anteriormente llamado a esta unidad "karbonkalke".

Walper (1960) reportó al menos 640 m de Caliza Chóchal cerca de Purulhá, en el este - centro de Guatemala.

Según Henbest, fósiles, principalmente fusulínidos, de las calizas indica equivalencia con la parte superior de la caliza de la formación Vainilla y formación Paso Hondo de Chiapas. Dos secciones detalladas en Guatemala fueron medidos en campo por el Dr. Newel, uno de ellos fueron localizados cerca de Chiantla y el 85 millas al este en una perspectiva de las minas, cerca de Purulhá, Baja Verapaz. Ambas secciones constan de una secuencia gruesa, más de 2000 pies bajo la secuencia de pizarra de BCD poco delgadas de caliza, cubierta por una secuencia continua de caliza.

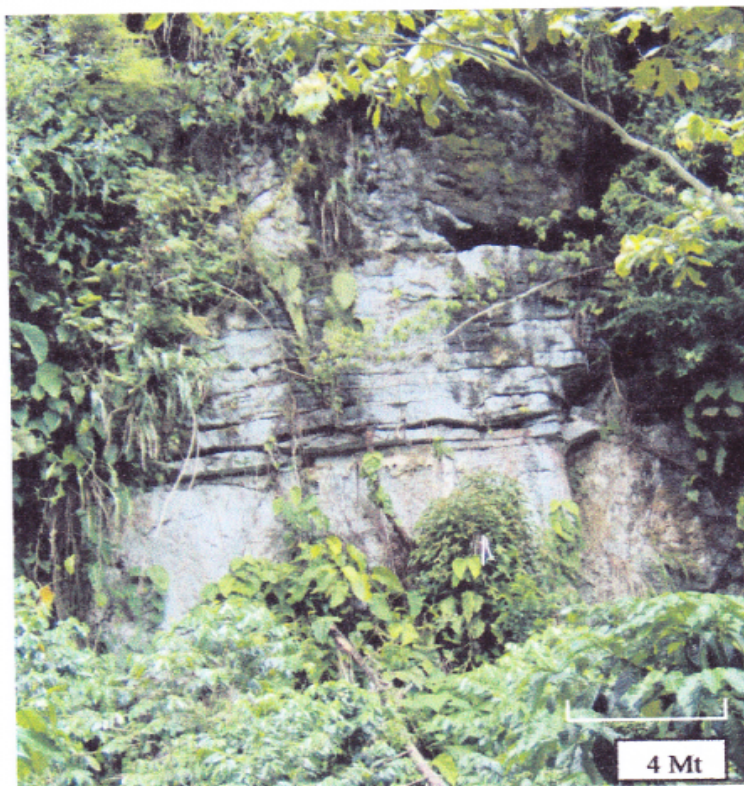
Christopher Chen Bac (2008) indica que la Unidad de Caliza Chóchal, posee estratos con espesores de aproximadamente a 1m-1,5m, estableció la orientación de algunos de estos estratos, los que indican una orientación preferencial hacia al N-E.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO

Stanley A. King, indica que existe unos dos mil pies de espesor de caliza y dolomita que varios nombres le han sido asignado: Gruperá, La Vainilla, Paso Hondo en México y Chóchal en Guatemala. Las rocas del Paleozoico Superior superponen discordantemente a las rocas más antiguas metamórficas y están cubiertas, discordantemente por capas rojas del Mesozoico de la formación Todos Santos.

Ricardo Tiu Castro (2006) La unidad de caliza Chóchal está constituida por tres cuerpos: al Noroeste que abarca una extensión de $\frac{1}{2}$ Km², en el centro atraviesa el área de Este a Oeste en la cima de la montaña con una extensión de aproximadamente unos 5 km² y en el Sur unos 2 km² todos sobreyaciendo la unida de Lutita (Pt) de la formación Tactic.

Fotografía 1. Caliza Estratificada



Fuente: Juan Ricardo Tiu Castro, 2006.

La unidad de caliza chóchal se encuentra sobreyaciendo a la Unidad de Lutita (Pt), (Lutita Tactic) se observa contacto concordante entre las dos formaciones.

EDAD

La edad de la Chóchal ha sido dada por Kling como Wolfcampaniano a Leonardiano en el oeste de Guatemala y Leonardiano a posible Guadalupano en el este. Ross (1979) colocó las ocurrencias Cobán de Chóchal en el Leonardiano tardío a Guadalupano. Los equivalentes de la litología mexicana son las Calizas Vainilla y Paso Hondo de Chiapas, que son de más de 660 m de espesor (López - Ramos, 1981). Estas calizas abarcan el Wolfcampaniano tardío a Leonardiano.

Stanley A. Kling, se han obtenidos una variedad de fósiles a partir de estas formaciones por distintos investigadores e indican distintas edades que van desde el Carbonífero superior al Pérmico, se le ha asignado a la parte superior de la Santa Rosa de edad Edad Pensilvania en todo el cinturón de afloramiento. Fusulinidos del Pérmico medio han sido reportados de la secuencia de caliza en Chiapas y Guatemala. En Honduras, braquiópodos del Pensilvanico se han registrado en la parte inferior de la secuencia y del Pérmico medio ammonoides cerca de la parte superior.

Según el Dr. Vachard (2005), de la Universidad Maricury Francia, esta unidad de carbonatos puede ser correlacionable con la Formación Chóchal según los fósiles analizados, la edad de estas pueden ser Leonardiano= Artinskiana o sea parte del Pérmico Temprano, con un espesor aproximado de 200 a 400 mts, depositada en un ambiente somero (10-25 metros de profundidad), de mar caliente en una zona tropical o subtropical.

Ricardo Tiu Castro (2006), la unidad de caliza que se presenta en la base de calizas dolomíticas y en las partes altas ocurrencia de zonas altamente fosilíferas, de acuerdo a los análisis de secciones delgadas se identificaron cinco especies que aseguran definitivamente la edad Leonardiano (Artinskiana) esto fue correlacionado con los distintos ensambles chóchal, descritas en Guatemala por el Dr. Vachard., Fourcade y también pueden ser correlacionados hipotéticamente entre los niveles portadores fusulínidos de Chiapas (México) y Estados Unidos.

Lizandro Macz (2007), esta unidad de caliza puede ser correlacionada con la formación Chóchal, según los fósiles analizados, la edad de estas rocas puede ser Leonardiano o interpretándose como del pérmico Temprano.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

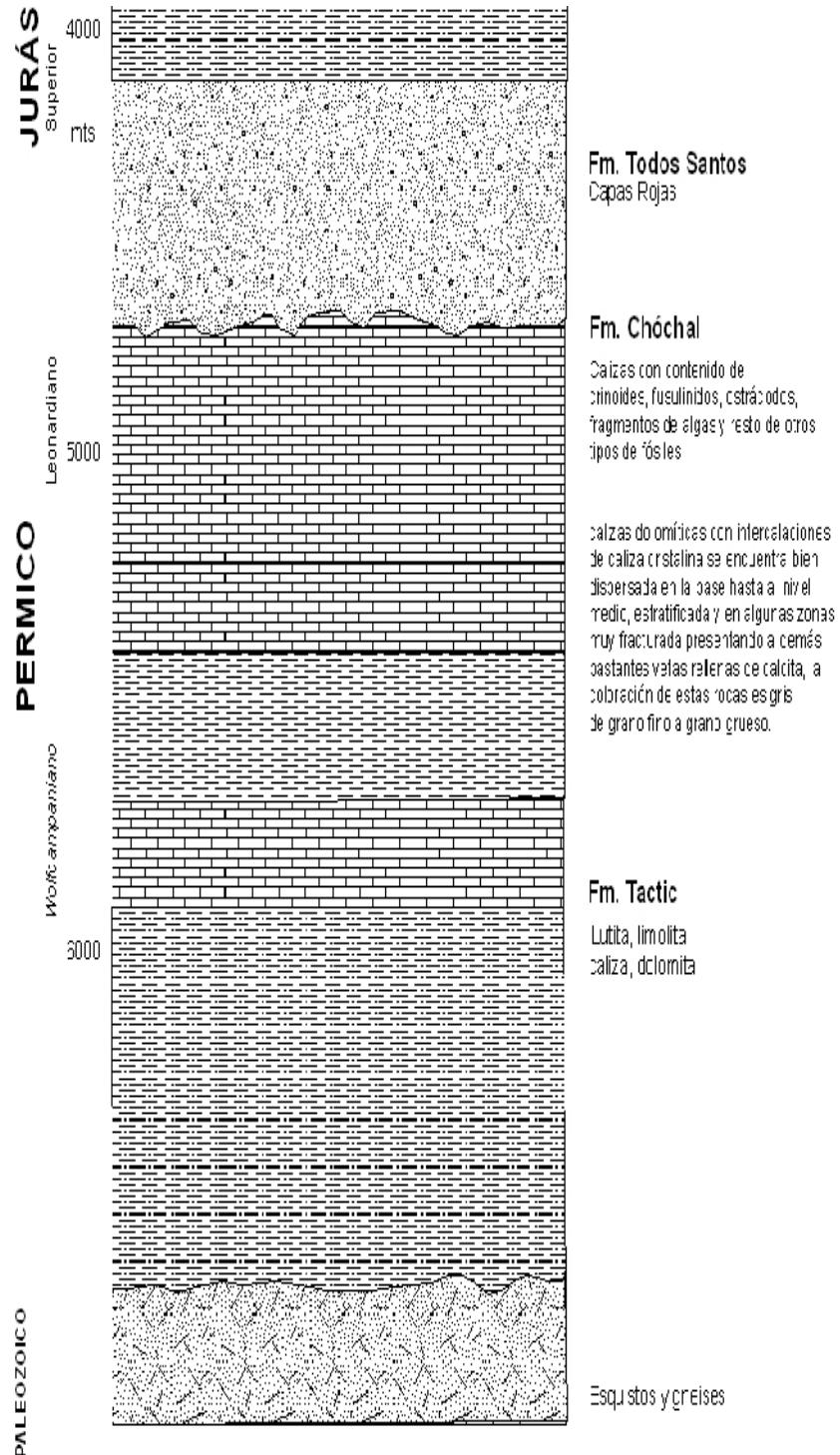
La sección tipo de la Chóchal es litológicamente similar a la esperanza, fusulínidos y braquiópodos son característicos de la Chóchal, mientras que la esperanza se caracteriza por crinoides.

En el extremo este de Guatemala la Caliza Chóchal es amplia pero poco estudiada; forma una gran parte de las Montañas del Mico.

AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

Aunque la sección tipo de la chóchal es litológicamente similar a la esperanza, fusulínidos y braquiópodos son característicos de la chóchal, mientras que la esperanza está caracterizada por crinoides. Se sugiere un ambiente de depositación de aguas someras, arrecifales.

Figura 1. Columna estratigráfica de la unidad al Sureste de México y oeste de Guatemala



Fuente: Modificado de Richard.

Datos de pozos indican que la Chóchal no se halla bajo la superficie de las partes norte y central de la cuenca petenera.

La facies Chóchal ha sido descrita como tras arrécifales por Kling. Bonis (1967)

ESTUDIOS RECIENTES

EL MIEMBRO TUILAN

- Autor
Stehli y Grant

- Localidad tipo

Se encuentra en un pequeño valle 9Km al sureste de Todos Santos.

- Afloramiento y extensión
Unidad no mapeable regionalmente.

- Litología
Consiste en limonita y arenisca fina con caliza y dolomita interestratificada.

- Fósiles
Braquiópodos y amonites.

- Espesor
El miembro tiene un espesor de 180mt.

- Edad
Leonardiano

- Equivalencias estratigráficas
La ocurrencia del goniatite *Perrinites cf hilli* sugiere una correlación con la parte superior de la Macal en Belice.

COMENTARIOS

La Unidad de caliza que pertenece a la formación Chóchal en Panimaquito, según sus fósiles, la edad de esta formación pertenece a Leonardiano Artinskiana o sea parte del Pérmico Temprano, y tiene un espesor aproximado de 200 a 400 mts, depositado en un ambiente somero, de 10 a 25 metros de profundidad, en una zona tropical o subtropical.

Litologicamente esta consiste en calizas dolomíticas, cristalinas y fosilíferas estratificadas, se dividen en dos niveles un nivel de caliza dolomítica con intercalaciones de caliza cristalina y en el otro ocurren zonas altamente fosilíferas, las muestras sanas tomadas en zonas altamente fosilíferas en sección delgada se observan crinoides, fusulínidos, ostrácodos, fragmentos de algas y resto de otros tipos de fósiles.

La caliza Chóchal de la sección Purulhá, contiene fusulínidos similar a las formas de Leonardiano y principios del Guadalupano edades determinadas en Texas. Uno de los más bajos de estos (*schubertella muellerriedi*) se encuentra en la parte superior de la formación Paso Hondo de Chiapas, por encima de estas secuencias se encuentra en la parte superior de la sección

de Chiantla, en Guatemala la bioestratigrafía está constituida por los siguientes microfósiles *Skinnerella gruperaensis*, *Praeskinnerella guambli*, *Parafusulina guatemataensis* (ARTINSKIAN); *Schubertella muelleriedi*, *Parafusulina durhami* (KUNGURIAN), *Skinnerella latina* (ROADIAN).

Esta unidad de caliza se encuentra sobreyaciendo a la unidad de lutita Tactic, se evidencia en campo un contacto concordante entre las dos formaciones, en algunas partes se puede observar que la formación Chóchal se encuentra en contacto discordante con la formación Cobán.

Los equivalentes de la litología mexicana son las Calizas Vainilla y Paso Hondo de Chiapas, que son de más de 660 m de espesor la edad que se les asigna a estas calizas abarcan el Wolfcampiano tardío a Leonardiano.

RECOMENDACIONES:

Realizar un estudio detallado de Biofacies en los alrededores de Huehuetenango que es en esa parte donde se encuentra la localidad de tipo de esta formación.

BIBLIOGRAFÍA

PERMIAN FUSULINIDS FROM GUATEMALA STANLEY A. KLING
Columbia University, New York

New Early Permian fusulinid assemblage from Guatemala, Daniel Vachard,
Maria Vidaurre Lemus, Eric Fourcade, Jaime Requena

Mapeo Geológico en el Municipio de Purulhá, Baja Verapaz: Análisis
litológicos estructural y su relación con los depósitos lateríticos al Sureste de
la Aldea Panimá, Lizandro Macz C.

Levantamiento Geológico de superficie en los alrededores de las aldeas
Pansal y el Tambayal, ubicadas entre los límites departamentales de Baja
Verapaz y Alta Verapaz. Juan R. Tiu Castro.

FORMACION TODOS SANTOS

Byron Rolando Román Tecú
USAC/CUNOR Carrera de Geología

LOCALIDAD TIPO

Se encuentra vecina con la población de Todos Santos en los Altos Cuchumatanes, en el departamento de Huehuetenango.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

Las ocurrencias de la formación se extienden en un cinturón relativamente angosto desde San Jacinto, aproximadamente a 30Km al NE de Tegucigalpa, hacia el nordeste en mosquita, al norte de la zona de falla Chixoy-Polochic, la formación aparece donde las calizas cretácicas supra yacentes han sido removidas por fallamientos y erosión. También afloran a lo largo del frente montañoso al este de los Cuchumatanes por lo menos hasta Baja Verapaz (walper, 1960); (Bonis, 1970) también se exponen en el extremo suroeste de las montañas mayas, cerca de la frontera Guatemala-Belice.

Antonio Godinez (2009), en Chiapas, los lechos rojos de la Formación Todos Santos afloran en la provincia tectónica del Monoclinal de la sierra, para ellos al pie de la pendiente nororiental del MC. Estos afloramientos están expuestos en el límite norte de Oaxaca donde forman una estrecha faja que se prolonga ininterrumpida hasta las cercanías del pueblo de Cintalapa en Chiapas, área donde la faja es interrumpida por erosión anterior al depósito de la cobertura carbonatada del Cretácico.

LITOLOGÍA

Richards (1963) describe el conglomerado en 430mt de espesor y consiste en clásticos estratificados café rojizo, gruesos, pobremente clasificados, arcósicos, de laminados a estratos masivos hasta con 40% de limonita. Los clastos son de cuarzo blanco, esquisto rojo y verde, limonita café rojiza, caliza, dolomita gris, chert verde y gris, del tamaño de gránulos de guijas. Los 120mt superiores de este miembro contienen areniscas de grano medio, arcillosa, hojosa con intercalaciones de limonita roja y conglomerado lila en capas delgadas.

Clastos más finos componen el miembro de limonita y lutita que es de 470mt de espesor. La mayor parte de la unidad es arenisca café rojizo a pardo, de grano fino, pobremente clasificada, parcialmente laminada y de estratificación oblicua, y limonita café rojizo, argilica y bandeada. Los 80mt de la parte superior son lutitas parcialmente limosas café rojizo.

Eric Fourcade (1990) entre La Ventosa y Todos Santos, muestra en la superficie, la base varios centenares de metros de conglomerados, varios cientos metros de lutitas rojas entonces tiene las rosas muy alterado esa muestra episódicamente la superficie en la alternación con los bancos métricos de arenisca gris tiene las rosas tiene el conglomerado de la tendencia. Las condiciones de depósitos aparecen en una sucesión positivo de fluvial (inundación).

Christopher Chen Bac (2008) realizó un estudio al suroeste de Purulha, Baja Verapaz, encuentra un afloramiento de siliciclasticos, sobre la carretera nacional; esta unidad consiste en areniscas de grano medio, con una coloración que varia de beige a corinto, interestratificada con lutitas que van de color verde claro, Corinto y blanco.

Fotografía 1. Afloramiento de unidad de Siliciclasticos



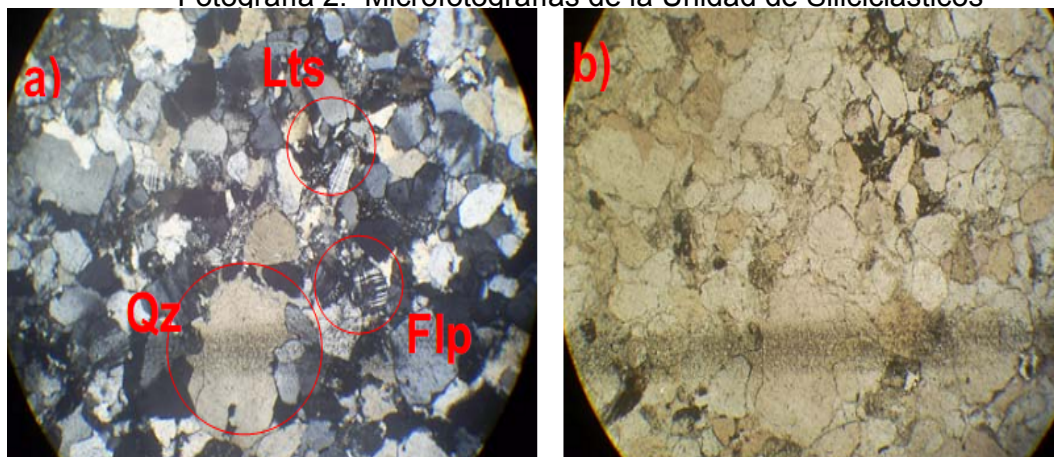
FUENTE: Christopher Chen Bac, año 2008.

En sección delgada presenta una distribución decreciente de cuarzo, feldespato, y en menor proporción Líticos. Los fragmentos de cuarzo presentan una extinción ondulante, mientras que los feldespatos observados son microclina y plagioclasas. Los fragmentos Líticos presentan un origen metamórfico. En base a los porcentajes de cuarzo (Qz), Feldespatos (Flp) y Líticos (Lts) se trata de una Arenita Arcosica.

Las areniscas son de granos gruesos, moderadamente seleccionados, clastosoportados. Los granos macroscópicamente, se observan esféricos y angulosos. Se puede observar gran cantidad de granos de cuarzo en comparación a los feldespatos, los fragmentos líticos no son observables al aumento con lupa, son consolidados.

Poseen un color rojizo se encuentran en capas tabulares y estratificadas con un espesor promedio de 0,50 m, microscópicamente se observa una arenita arcósica, debido al contenido de cuarzo, feldespatos y líticos, presenta granos subdiscoidales y sub-redondeados y contiene una gran cantidad de fragmentos de cuarzo con respecto a los feldespatos líticos; los fragmentos de cuarzo contenidos presentan una extinción ondulante y tiene bordes suturados. Los feldespatos van de microclina y plagioclasas, estos son rápidamente identificables con respecto a los granos de cuarzo y líticos que indican un origen metamórfico.

Fotografía 2. Microfotografías de la Unidad de Siliciclasticos



DESCRIPCION:

- a) Microfotografía de arenisca arcósica, presentando clastos de Cuarzo (Qz), Feldespatos (Flp) y Líticos (Lts). 4X.
- b) Microfotografía sin nicoles (4X)

Fuente: Christopher Chen Bac, año 2008.

Las lutitas son de grano fino, se pueden observar pequeños granos de cuarzo y algunas micas, poseen colores que varían de rojo a Corinto, verde y blanco, estratificación laminar con espesor de 10 cms.

Se lograron identificar ya que en sección delgada, poseen una distribución de entre el 20% y el 30% fragmentos de cuarzo en una matriz calcárea, se encuentran aparentemente estratificados con espesores que se encuentran en los rangos de 0.15 m a 0.20 m, se encuentran cerca del contacto de la formación Cobán.

FÓSILES

La edad de la Todos Santos se conoce mayormente a partir de información paleontológica de intercapas marinas en México. Las capas contienen amonites del Jurásico, y se ha hallado una fauna del Cretácico

Temprano cerca del tope (Viniegra, 1971). Blair (1981) reportó una flora palinomorfa del Cretácico Temprano (Berriasiano) en Chiapas.

ESPESOR

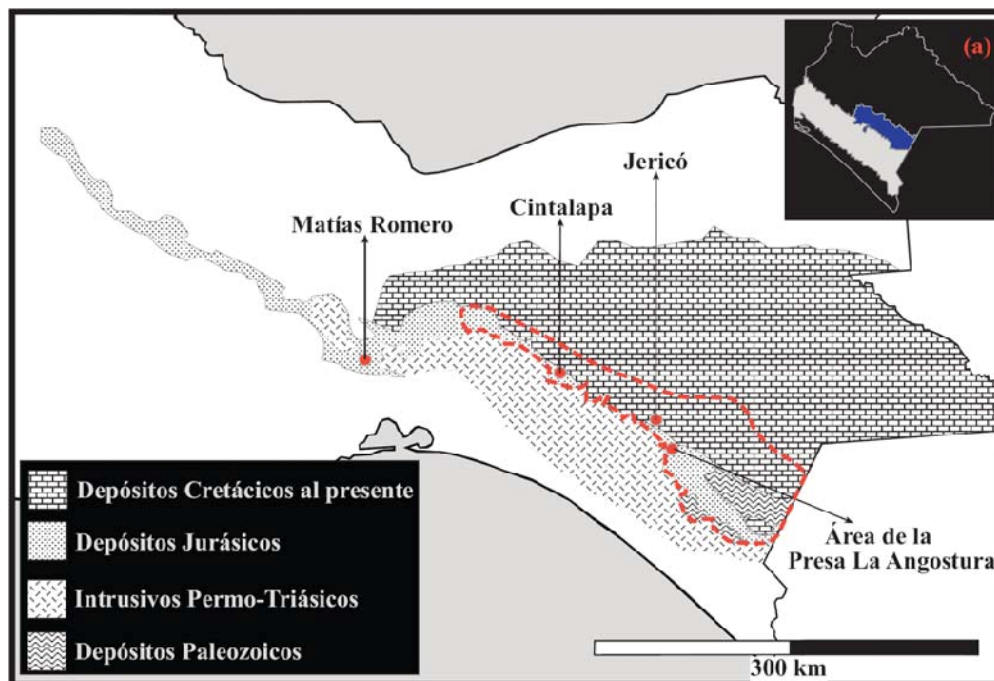
El espesor de la Formación Todos Santos es muy variable. La sección tipo de Richards, (incluyendo San Ricardo) es de casi 1250 m de espesor; espesores similares se ven al noroeste (Chiapas) y al sudeste (cerca de Cobán). En el área Norte (El Petén, Yucatán, Belice), los espesores comúnmente son de algunos metros a decenas de metros (localmente 100 m o más). Sin embargo, el espesor no disminuye hacia el norte y noreste en una forma simple; en el noroeste de Guatemala el espesor disminuye a virtualmente cero sobre el levantamiento Poxlac al nordeste de Todos Santos, y se engruesa a varios cientos de metros aún más al nordeste (Anderson y otros, 1973).

En Chiapas, el grosor de la Formación Todos Santos varía de <250 a >1350m (Blair,1987). Se observa sobreyaciendo discordantemente a las formaciones que componen el Macizo de Chiapas, así como a las Formaciones Grupera y Vainilla /Paso Hondo en la localidad del Anticlinorio del Chicomuselo (Anderson et al., 1973; Castro-Mora et al.,1975; Lopez-Ramos, 1979). Localmente, sobreyace discordantemente a una secuencia andesítica previamente reportada por Castro-Mora et al. (1975).

En Guatemala, el grosor total de la Todos Santos varía de <10 a >1200m, y se observa sobreyaciendo discordantemente a la Formación Chochal, a la Formación Tactic, y a granitoides pre-Mesozoicos. Esto indica que la Todos Santos fue depositada en topografía excepcionalmente irregular, tanto en Guatemala como en Chiapas (Dengo,1969; Clemons y Burkart, 1969).

En Chiapas, Meneses-Rocha (1985) y Blair (1987, 1988) interpreta esta topografía irregular como paleotopografía de pilares (horst) y cuencas (graben) tectónicas desarrollada en un ambiente tectónico extensional tipo rift continental. Sobre esta paleotopografía de pilares y cuencas tectónicas, se acumularon intercalaciones mega- secuenciales con cambios verticales de cientos de metros en facies fluviales, lacustres y aluviales (Blair, 1987, 1988).

Figura 1. Mapa esquemático de la Geología Regional



FUENTE: Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México.

El cinturón de afloramiento de lechos rojos se reanuda en el brazo nor occidental de la presa La Angostura, cerca del poblado de Jericó, donde se extiende hacia la región del Chicomuselo, rodea el núcleo de rocas Paleozoicas representadas por el Anticlinorio del Chicomuselo y siguiendo el tren de la transformante Polochic, la faja continua aflorando hasta la costa este de Guatemala (límite sur).

Francisco Díaz Cajas (1,998) indica en un mapeo que realizó en la finca el Bosque en el Municipio de Nénton, Huehuetenango, la formación Todos Santos la unidad presenta espesores aproximados de 25 a 360 mts. Se encuentra en contacto gradual con la formación Cobán.

Se caracteriza por alternancia de lutitas y areniscas predominantemente y escasos lentes de caliza y dolomita. Las rocas se encuentran estratificadas con espesores que varían de 0.2 a 9 mts.

Christopher Chen Bac (2008), las areniscas poseen una textura granular, con granos angulares y sub-redondeados, en capas tabulares y sin estructuras sedimentarias visibles, mientras que la lutitas presentan laminación y están altamente compactadas. Posee estratos con un espesor promedio de 0.5 m, se logró determinar la orientación preferencial de esta unidad, y por se escasos los afloramientos dentro del área, fue necesaria la toma de datos hacia los alrededores.

EDAD

Generalmente la edad de la formación de la formación Todos Santos se le asigna al Jurásico superior-cretácico inferior.

Eric Fourcade (1990) Las areniscas y conglomerados de La Formación Todos Santos son probablemente de edad Jurásico medio.

Antonio Godinez (2009), tres episodios paleogeográficos tuvieron éxito. Las areniscas y conglomerados de La Formación Todos Santos son probablemente de edad Jurásico medio.

AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

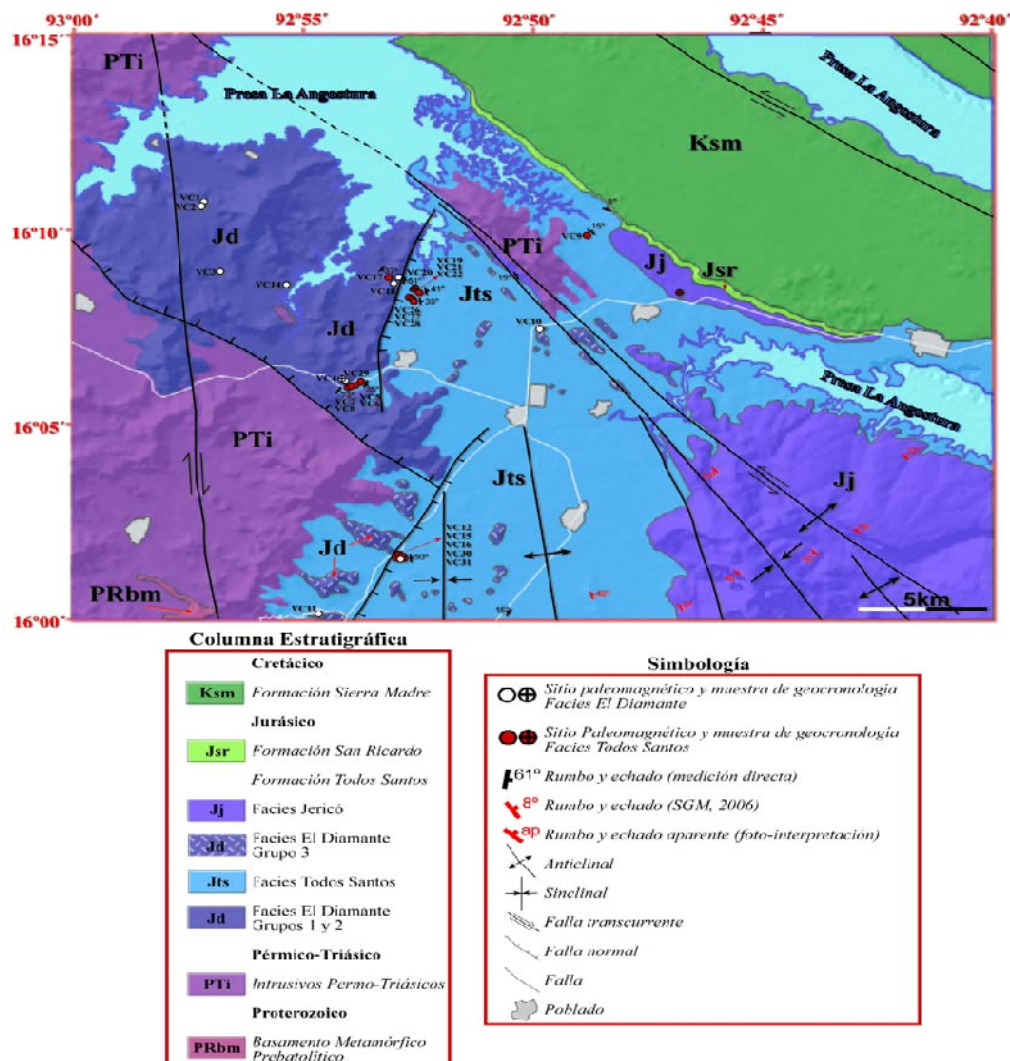
Blair (1988) definió tres litofacies para la Formación Todos Santos. Estas son interpretadas como depósitos fluviales de alto y bajo gradiente (areniscas conglomeráticas y areniscas con intercalaciones planas-paralelas de lutitas, respectivamente), así como depósitos lacustres (lutitas con lentes de caliza). Los depósitos fluviales de alto gradiente sobreyacen directamente a los granitoides y se intercalan cíclicamente con los depósitos de bajo gradiente, los cuales a su vez únicamente se intercalan con depósitos lacustres en la sección más septentrional, ya que es la única sección donde afloran. La sección más meridional se localiza ~40 km al sureste de los depósitos lacustres.

Antonio Godinez (2009), esta heterogeneidad petrológica, así como en múltiples estilos deposicionales en las distintas litofacies de la Formación Todos Santos se observaron en el área de la presa La Angostura. Este trabajo opta por referirse a las facies como litofacies, ya que el término facies se utiliza para distinguir ambientes deposicionales específicos, mientras que litofacies se refiere a conspicuos contrastes litológicos entre las rocas aquí descritas. Por lo tanto, con base en estas diferencias petrológicas, aquí se propone distinguir tres diferentes litofacies dentro de la formación: la litofacies volcánica El Diamante, y las litofacies sedimentarias Todos Santos y Jericó.

La ciclicidad en estos cambios verticales de facies obedece a periodos de quietud o actividad tectónica, donde la tasa de subsidencia que afecta al piso de las cuencas determina la distribución de ambientes deposicionales específicos. Por lo tanto, durante periodos de quietud tectónica la subsidencia es negligible y se facilita la deposición de facies aluviales; mientras que durante periodos de actividad tectónica, las altas tasas de subsidencia promueven la deposición de las facies fluviales y lacustres (Blair, 1987,1988). Cabe mencionar que al reportar derrames, tobas y delgados depósitos de cenizas de caída intercalados con las facies lacustres, Blair (1987) tentativamente asocia el emplazamiento de la secuencia andesítica en Citalapa reportada por Castro-Mora et al (1975) con volcanismo

contemporáneo a la sedimentación mega-secuencial. Esta secuencia andesítica también aflora en el área de estudio y por lo tanto es de central importancia al presente trabajo, denominándosele como facies volcánica El Diamante.

Figura 2. Mapa Geológico del área de la presa la Angostura Cartografiado para este estudio con base en la carta topográfica 1:50000 La concordia-E15D81.



FUENTE: Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México

En Guatemala la formación según Clemons y Burkart, 1969, notan que los cambios petrológicos en las diferentes facies que constituye la formación Todos Santos, son indicativos de proveniencia local. Esto significa que en su contenido clástico las facies reflejan la fuente que las compone, una arenisca arkósica sobreyaciendo rocas graníticas, o un conglomerado de cantos carbonatados sobreyaciendo las calizas de la Formación Chochal. Entonces. la

heterogeneidad petrológica en las distintas facies de la Formación Todos Santos es controlada por la geología local subyacente, y de acuerdo a lo estudiado por Blair, 1987-1988 indica que la quietud o actividad tectónica refleja el estilo deposicional.

A continuación, estas litofacies se describen individualmente.

Litofacies el Diamante:

Según Castro-Mora (1975) el área de estudio, afloran rocas hypabisales tentativamente asociadas a las andesitas Pueblo Viejo. Estas rocas volcánicas no han sido reportadas previamente en la literatura y el SGM (2006) las mapea como productos volcanogénicos del Terciario. Por lo tanto, ante la ausencia de un nombre y debido a la proximidad estratégica de diversos afloramientos clave con el poblado de El Diamante, se propone asignar dicho nombre a esta litofacies volcánica.

De acuerdo a su apariencia textural y petrográfica, así como por las relaciones de campo entre los afloramientos muestreados, la secuencia volcánica se divide en tres grupos:

- Grupo 1) Grupo con textura porfirítica compuesto por feno- y megafenocristales embebidos en una matriz gris;
- Grupo 2) Grupo con textura porfirítica compuesta por micro-fenocristales embebidos en una matriz rojiza-púrpura
- Grupo 3) Grupo con textura casi afanítica compuesta por una matriz café-rojiza con escasos micro-fenocristales, y estructuras amigdaloides.

LITOFACIES TODOS SANTOS

Los distintos depósitos de la litofacies Todos Santos se caracterizan por tener pigmentación roja, así como por su marcada predominancia en detritos volcanoclásticos melanocráticos; por esta sencilla razón se retiene el nombre de Todos Santos para la litofacies del mismo nombre.

Como ya se ha visto, la litofacies Todos Santos sobreyace discordantemente a los intrusivos permo-triásicos, presentándose incluso una interdigitación en la base de la Todos Santos con la parte superior de los volcánicos El Diamante, pero subyace en contacto transicional a la litofacies Jericó.

Así como en Guatemala, en la localidad de la Presa La Angostura, Chiapas, se corrobora la observación de Clemons y Burkart (1971) con respecto a la constitución de los distintos depósitos por fuentes detríticas fuertemente localizadas. En todos los afloramientos de la litofacies Todos Santos se observa la proximidad y en ocasiones, contacto discordante con la litofacies volcánica El Diamante, fuente detrítica principal de la litofacies Todos Santos.

Debido a las contrastantes características entre los paquetes sedimentarios observados en el área de estudio, a continuación se presentan las observaciones de afloramientos en campo, así como las descripciones de los núcleos paleomagnéticos muestreados, para finalmente interpretarlas como depósitos específicos a su respectivo ambiente deposicional. El conjunto de las observaciones, descripciones e interpretaciones se enmarcan como columnas estratigráficas esquemáticas.

Columna 1 (C1). Este grupo de afloramientos se localiza sobre un escarpe en la carretera estatal 28, aproximándose por el sur hacia el poblado de Jericó, localidad donde Blair (1987) definió en seis secciones las intercalaciones mega-secuenciales de facies fluviales, lacustres y aluviales.

El miembro clástico grueso inferior de la Formación Todos Santos está compuesto de sedimentos terrestres que varían grandemente en espesor, sugiriendo deposición fluvial. Por otro lado, clastos finos del miembro de limolita-lutita, sugieren que ha ocurrido nivel basal y que prevalecieron condiciones más estables de sedimentación.

El miembro superior de la formación Todos Santos (Formación San Ricardo de richards) fue depositado en un ambiente marino marginal. Las lutitas, limolitas y areniscas fueron probablemente depositadas en una zona marina turbia, somera de salinidad intermedia, mientras que las calizas representan una fase de agua más clara de deposición epinerítica.

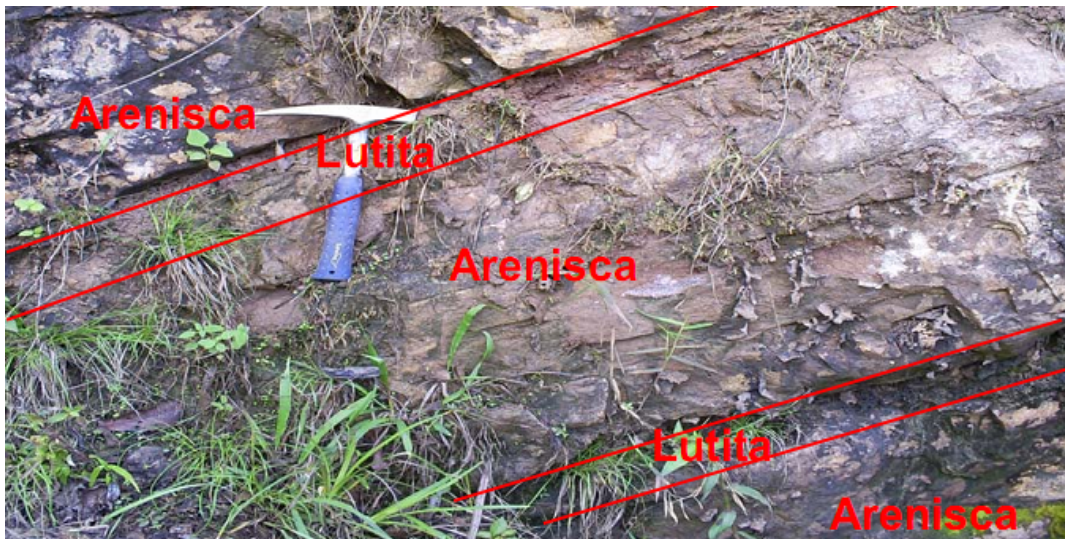
Por su buena clasificación y naturaleza limpia, el miembro superior de arenisca en los Cuchumatanes (Arenisca El Rosario) sugiere deposición litoral marina.

La Todos Santos es considerada correlativa con la Formación Salina y Macuspana al Sur de Veracruz, Tabasco y Norte de Chiapas. También es correlativa con las capas rojas del Mesozoico en el área de Cobán y con la porción basal de las capas Metapán del Este de Guatemala y Oeste de Honduras de acuerdo a los estudios regionales de la California Exploration Company (Richards, 1963).

La secuencia de areniscas y lutitas es bandeado e indica episodios catastróficos de sedimentación, esto es apreciable debido a que ocurren diferentes procesos instantáneos, también existe otra evidencia del tipo de sedimentación es el espesor, de las intercalaciones de lutitas y areniscas debido a el espesor de estos estratos son pequeños, esto evidencia que se depositaron en tiempos relativamente cortos.

Las lutitas indican corrientes tranquilas, mientras que las areniscas describen episodios de alta energía en la corriente. Lo anterior indica secuencias bandeadas de alta y baja energía.

Figura 3. Afloramiento de la Unidad Todos Santos



Fuente: Christopher Chen Bac, año 2008.

La presencia de granos de feldespato define una clasificación composicional madura, ya que estos son menos abundantes que los fragmentos de cuarzo. La presencia única de fragmentos metamórficos en las areniscas, micas, en las lutitas evidencia que el área fuente es una región metamórfica y proximidad respectivamente con el área fuente.

La aparición de calcarenitas cercanas al contacto entre la unidad de siliciclasticos de la formación Todos Santos y la unidad de caliza fosilífera de la Formación Cobán evidencia un ambiente de entre ambas formaciones, este suceso muestra un proceso de transgresión.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO (ESTRATIGRAFÍA)

Cuando las unidades superiores son carbonatos, el contacto comúnmente es gradual.

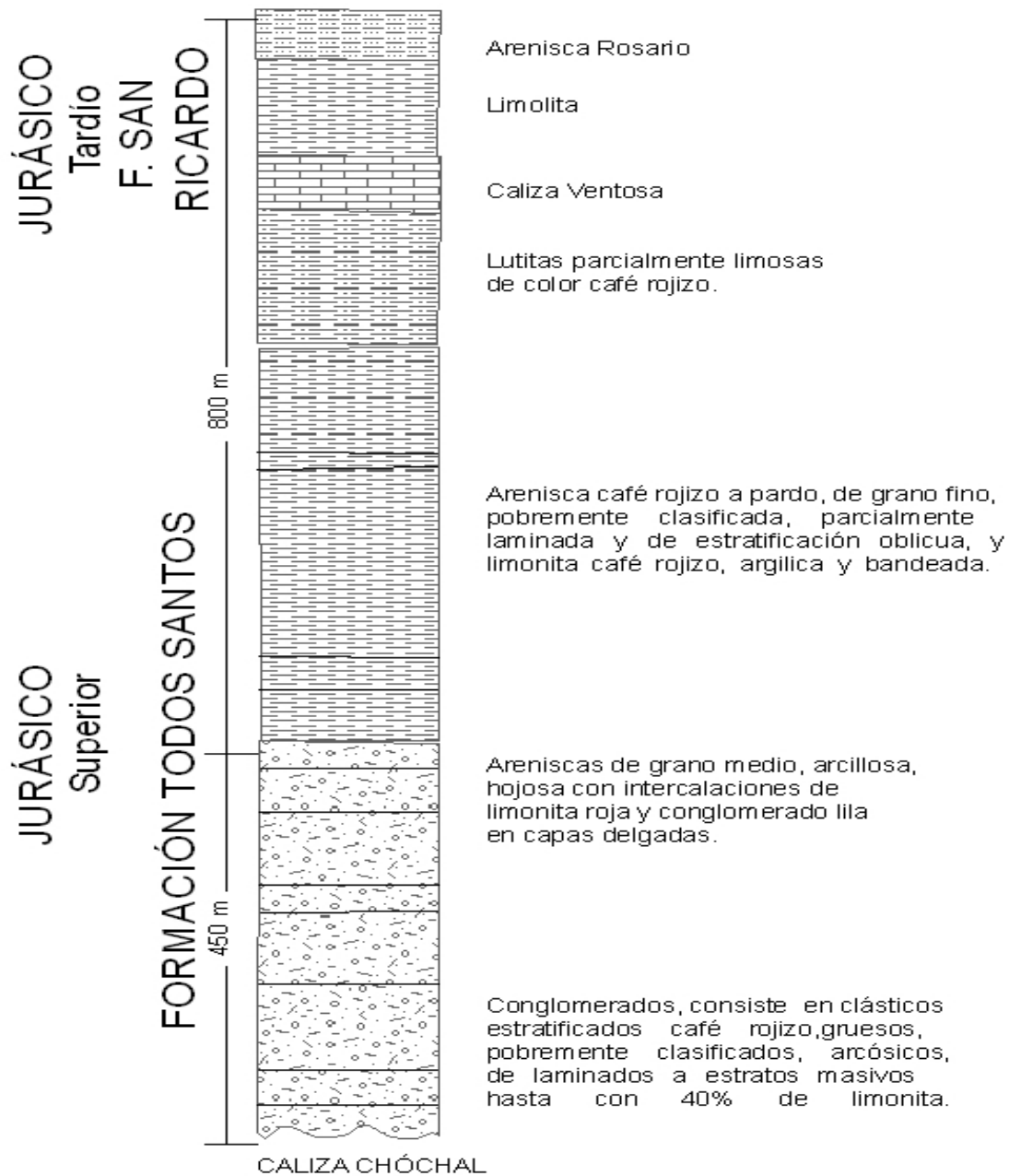
Fourcade (1990) La formación Todos Santos se encuentra sobre la caliza del Pérmico con una discordancia angular. Este afloramiento posee 350 m de conglomerados, arenas finas y areniscas.

La deposición ocurrió durante la fase inicial de agrietamiento de la base oceánica que se extiende en el Golfo. La primera transgresión marina, facies de microfilamentos de Oxfordian, no se localiza en Oeste de Guatemala y esto explica que los resultados malos probablemente en la exploración. Todos Santos reposa en la caliza del Pérmico con una discordancia angular (Sección Nenton).

El episodio medio corresponde a la extensión de la Plataforma carbonatada durante el Kimmeridgian-Tithonian. El último extiende al este

puede estar en Senahú donde se indican caliza en la parte superior de la Formación todos Santos.

Figura 3. Columna Litoestratigráfica de la Formación Todos Santos



FUENTE: Modificado de Anderson, 1973

El miembro Ventosa posee 40mt de espesor, estratificación laminar y el Miembro Rosario posee 240mt de espesor, consiste en limonitas café rojizo a pardo, argilica y parcialmente arenosa, cubiertas por areniscas de tonalidades gris, las cuales aumentan su tamaño de grano hacia el este.

La deposición de la unidad Todos Santos refleja el desarrollo de horsts y grabens durante la separación del Jurásico de norte y sur América. El espesor y facies gruesas en el oeste de Guatemala sugieren que el margen sur del Bloque Maya pudo haberse cerrado a una zona de fallamiento principal, mientras que las facies más finas y delgadas en el Norte de Guatemala indican deposición de sedimentos aluviales como una serie de depósitos en abanico que se unen sobre una superficie relativamente madura.

Blair (1988), indicó que la identificación de las mismas Algas Dasycladacean como en los puntos de Chiapas fuera la gran extensión de la Plataforma Carbonatada durante el Jurásico Tardío. Como una consecuencia las plataformas de estos carbonatos, tuvieron lugar durante la fase de apertura en el Sur del Golfo de México, en la depresión de México y no durante la fase temprana. Algunos autores, indican una actividad extendiendo al Sureste de la península de Yucatán durante el Jurásico Tardío como consecuencia de las comunicaciones grandes entre el Atlántico y Pacífico. No obstante la Plataforma superior Jurásica aparece como la extremidad de la plataforma de Chiapas en la extensión Este.

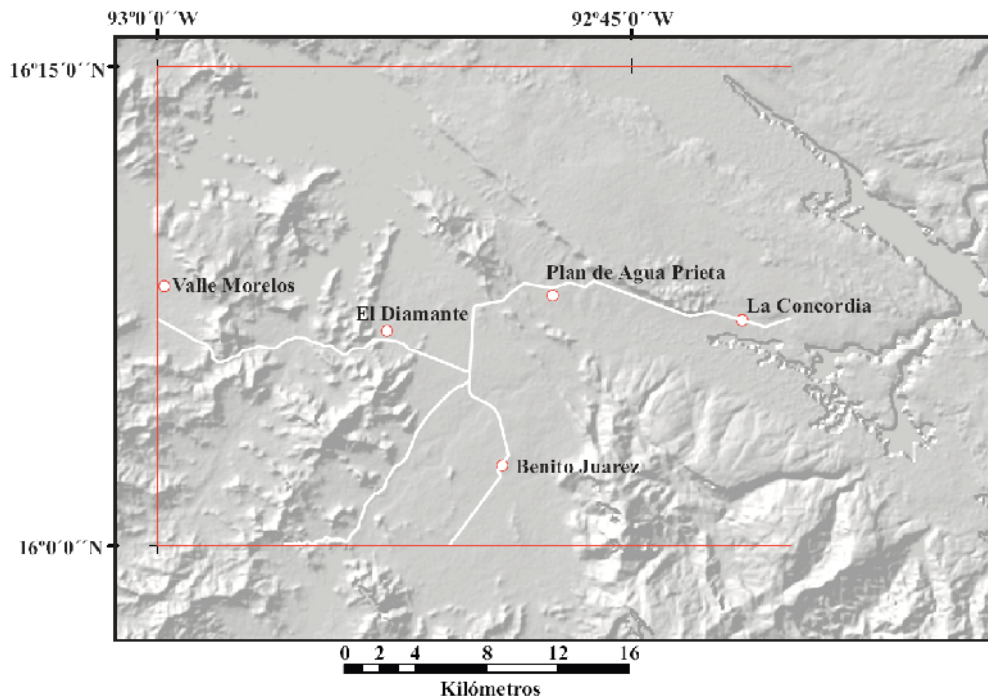
Esta plataforma se relaciona a la historia geológica del Golfo de México y su colonización por algunos elementos del tethyan, originado del Golfo. Así que el desarrollo de la Plataforma carbonatada Jurásica superior la extremidad sur del continente Americano se duda sobre la cronología del área oceánica que abre el sureste de la península de Yucatán.

El último episodio muestra el desarrollo regular de depósitos detríticos continentales. Este desarrollo puede correlacionarse con el desarrollo generalmente con el nivel del mar.

PALEOMAGNETISMO DE LA FORMACION TODOS SANTOS

La apertura del GdM es uno de los eventos más relevantes de la historia geológica de México en el Mesozoico. Para entender la evolución tectónica de esta región es crucial el estudio del Bloque Maya, ya que la retirada meridional de Gondwana con respecto a Laurentia afectó extensionalmente la región del proto-Golfo al propiciar el desprendimiento y la rotación del BM con respecto a paleo-Texas, creando así el espacio para formar la futura cuenca del GdM.

Figura 4. Mapa de Elevación área de la presa la angostura la línea blanca representa la carretera estatal 28.



FUENTE: Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México

El recuadro rojo representa el área de campo basada en la carta topográfica 1:50000, La Concordia-E15D81.

Se plantea las direcciones paleomagnéticas de la Formación Todos Santos en el área de la Presa, son discordantes con respecto a direcciones de referencia correspondientes al segmento del Jurásico Temprano-Medio de la curva de vagabundeo polar aparente (CVPA) para el cratón Norteamericano, ya que una base de datos paleomagnéticos para la Formación Todos Santos en Oaxaca es estadísticamente insuficiente (Molina-Garza et al., 1992),

Tabla 1. Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos del Bloque Maya.

Unidades/Edad mag E°	Dirección	n	k	α_{95}	Lat N° / Long	
<i>Santa Rosa, Bel.</i> ^X Pérmico medio	205.7/-11.1	20	449.4	2.9	-62.5	202.6
<i>Macizo de Chiapas</i> ^S Permo-Triásico	263.0/2.5	12	15.4	11.4	-9.4	179.0
<i>Montañas Maya, Bel.</i> ^X Triásico	252.6/-0.7	42	27.4	4.3	-16.8	186.2
<i>Todos Santos, Oax.</i> ^S Jurásico temprano	293.7/2.7	4	56.8	12.3	22.6	170.6
Diques jurásicos ^S	177.2/0.9	6	269.2	4.1	77.4	97.4
Jurásico medio-tardío Paso Hondo/Grupera			177.8/0.6	4	48.0	13.0
	74.2		95.4			
Jurásico medio-tardío Todos Santos, Chis. ^S			187.7/-4.8	3	23.7	25.9
	75.0		56.6			
Jurásico tardío San Ricardo Jurásico-Cretácico	340.3/19.9	89	25.4	3.0	69.8	160.0

FUENTE: Modificado de, Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México

Se interpreta que las direcciones discordantes para los granitoides permo-triásicos y la Formación Todos Santos del BM implican desplazamientos latitudinales hacia el sur del Pérmico Superior hasta el Jurásico Superior, según los datos sugieren que las direcciones de la Formación San Ricardo comienzan a normalizarse concordantemente con la CVPA durante el Oxfordiano (principios del Jurásico Superior), implicando que el BM alcanzó su posición actual, así como estabilidad cortical con respecto al cratón Norteamericano durante el Títoniano (finales del Jurásico Superior).

COMENTARIOS

La formación Todos Santos implica todas las rocas clásticas entre las calizas del Pérmico y las dolomitas Cretácicas, los distintos depósitos se caracterizan por tener pigmentación roja, por su marcada predominancia en detritos volcanoclásticos melanocráticos.

Según evidencia paleontológicas de intercapas marinas en México que contienen amonites del Jurásico.

El espesor de esta formación es muy variables, en el noroeste de Chiapas y al Sudeste de Cobán el espesor es de casi 1250 mts. En la zona Norte que incluye Petén, Yucatán y Belice, los espesores comúnmente incrementan algunos metros mas, sin embargo esto disminuye norte y noreste en forma simple, específicamente en el noreste de Guatemala el espesor disminuye virtualmente a cero sobre el levantamiento Poxlac, al Nordeste de Todos Santos al Nordeste se engrosa.

El miembro clástico grueso inferior de la Formación Todos Santos está compuesto de sedimentos terrestres que varían grandemente en espesor, sugiriendo deposición fluvial. Por otro lado, clastos finos del miembro de limolita-lutita, sugieren que ha ocurrido nivel basal y que prevalecieron condiciones más estables de sedimentación.

Los cambios petrológicos en las diferentes facies que constituye la formación Todos Santos, son indicativos de proveniencia local. Esto significa que en su contenido clástico las facies reflejan la fuente que las compone, una arenisca arcósica sobreyaciendo, las calizas de la Formación Chóchal. Entonces, la heterogeneidad petrológica en las distintas facies de la Formación Todos Santos es controlada por la geología local subyacente.

Se concluye que la Formación Todos Santos está íntimamente ligada a la evolución tectónica del Golfo de México. Consecuentemente la Formación Todos Santos es el enfoque de este estudio paleomagnético, para acrecentar el entendimiento sobre la evolución tectónica.

En el Municipio de Purulhá, Baja Verapaz la aparición de calcarenitas cercanas al contacto entre la unidad de siliciclasticos de la formación Todos Santos y la unidad de caliza fosilífera de la Formación Cobán evidencia un ambiente de entre ambas formaciones, este suceso muestra un proceso de transgresión, ambas formaciones se encuentran en un contacto gradual.

RECOMENDACIONES

Realizar un estudio bioestratigráfico de la formación Todos Santos ya que en el Municipio de Tactic, precisamente en los Alrededores de Chixim, se encontraron amonites que en edad podrían estar relacionado con la formación Todos Santos.

BIBLIOGRAFÍA

Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro, SM, Millian abril, 1985.

Geología del área mineralizada de la Finca el Bosque, en el municipio de Nentón, Huehuetenango, Francisco R. Díaz C.

Antonio Godinez Urban, Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México, 2009.

Alaniz-Alvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutierrez, F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*

Análisis litológico y estructural de 21 kilómetros cuadrados a escala 1:25000 ubicada al Suroeste del Municipio de Purulhá, Christopher Chen B.

SAN RICARDO

Byron Rolando Román Tecú
USAC/CUNOR Carrera de Geología

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

Aflora de forma conjunta con la formación Todo Santos, sus afloramientos son pequeños para un estudio regional.

Antonio Godinez (2009), en México se han realizado estudios anteriores de la formación Formación Todos Santos y San Ricardo, principalmente se indica en la forma en que se encuentran aflorando.

Las formaciones Todos Santos y San Ricardo afloran como un cinturón de ~45 km en el noroeste de Chiapas, al pie de la pendiente nororiental del Macizo de Chiapas. Los estratos de los afloramientos son casi horizontales y tienen potencias de 150 a 720 m. Los granitoides permo-triásicos subyacen a la Formación Todos Santos, esta subyace y se traslapa lateralmente en su parte superior con la Formación San Ricardo, la cual es sobreyacida por calizas albianas de la Formación Sierra Madre (Blair, 1988).

LOCALIDAD TIPO

El miembro de caliza, referido por Richards como miembro LA VENTOSA O PALO GRANDE tiene un espesor agregado cercano a 110mt.

Richards realizó estudios en Chiapas, México (1963), estudio y definió la localidad tipo al este de Cintalapa, Chiapas. Recientemente reportó un análisis detallado de litofacies Blair (1988) divide en cinco secciones periféricas a Cintalapa. Se aclara que la parte basal de las secciones es compuesta por lechos rojos asignados a la Formación Todos Santos, los cuales son incluidos en esta discusión por su importante relación estratigráfica con la Formación San Ricardo, así como por presentar el mismo estilo deposicional cíclico descrito en el área de estudio encontrada.

LITOLOGÍA

La formación consiste en un miembro inferior de lutita, un miembro medio de caliza, un miembro superior de arenisca, la lutita, de 90mt de espesor, es parda a verde y gris con intercalaciones de limonita parda clara, terrosa, dura, laminar a bandeada. Los 40mt del tope son yesíferos con capas discretas de

yeso de hasta 0.6mt de espesor. El miembro de caliza, referido por Richards como miembro LA VENTOSA O PALO GRANDE tiene un espesor agregado cercano a 110mt. Es blanco, pardo claro a gris, denso, bioclástico, argilico de estratificación bandeada a lajosa con intercalaciones de marga blanca y suave. Hacia el oeste, la estratificación en la caliza es más delgada y lisa. La unidad de arenisca superior es de 175mt en espesor, consiste en lutita blanca a parda, gris de meteorización de grano medio a grueso, de pobre clasificación y clastos de cuarzo de tamaño granular a guija. En los 25mt superior esta inter estratificada con lutita parda-verde, arenisca de grano fino y menos limonita.

En los altos Cuchumatanes en la parte superior de la Formación Todos Santos (Miembro la ventosa) se observa la siguiente sucesión.

- a) 3.5m de calizas blancas que muestran esporádicamente en la superficie. Las microfacies revela wackstone tiene packstone con un gran contenido en Dasycladales (*Apinella jaffrezoii*, *Salpingoporella annulata*, *Actinoporella podolica*) acompañado de Foraminíferos muy raros (*Everticyclammina virguliana*, *Glomospira sp.*, *Ammobaculites sp.*) y espículas de Spongiaires.
- b) 5m de calizas en la superficie, color negro, correspondiendo a mudstone oscuro, conteniendo ostrácodos raros;
- c) 4m de calizas grises, en los bancos de veinte centímetros de espesor. Las salidas de las microfacies tienen la base constituidas por packstones con un numeroso remanente de Dasycladales (*Salpingoporella annulata*, *Actinoporella gr. podolica*), entonces tiene algunos wackstones con Ostracodos y remanente raros de Dasycladales dont *Apinella jaffrezoii*;
- d) 2m de calizas, intercalaciones de margas de color verdosos, en los bancos poseen 20cms de espesor. Constituidos por mudstones tiene grandes porciones de packstones que revela la *Apinella jaffrezoii*.
- e) 0,30 m de calizas que refleja una luz de color rosado. Constituidas por mudstones, la matriz esta integrada por *Anchispirocyclina lusitánica*;

3.5m de calizas los mismos fines en los bancos pequeños (5 cm) tiene 1m en la base. Las microfacies es de wackstones y packstones de tendencia *Permocalculus*, entonces estos mudstones contiene Ostracodos.

El contexto biológico y el Sedimentológico indica un ambiente profundo sigiloso y pequeño infralitoral de la plataforma.

En la superior de la Formación San Ricardo (Miembro el Rosario) se ha observado *Capellania* y San Nicolás (fig B.); inicia con 70m sobre las rojas,

verde o lutitas amarillo que presenta rasgos de varios metros estos en lutitas alternando con arenisca delgada.

En la cúspide, algunos conglomerados tienen aproximadamente 30 mts de guijarros grandes de cuarcita (1020 cms de diámetro). El miembro el Rosario aparece en una sucesión negativa deltaico.

FOSILES

Tabla 1. Fósiles para el miembro la Ventosa.

Fósil	Edad Relativa
Mullerried (1939-1942) reporto plantas	Jurasico medio
Isastraea n.sp., nerineopsis goyzuetae	Cretácico temprano o jurasico tardío
Ibenna inssitamica (egger) emend maync ,1959	Kimmeridgiano inferior a valangiano inferior.
Alga de genero cayeuxia	Jurasico tardío - cretácico temprano
Aulotortus sp.	Jurasico tardio
Anchispirocyclus henbesti jordan y applin.	Kimmeridgiano inferior a valangiano inferior.

Fuente: Eric Fourcade, 1990.

La formación San Ricardo (Corte Todos Santos- La Ventosa).

Fig. 1, 2 et 12. - Salpingoporella annulata (Carrozi). Fig. 1 (G x 7), fig. 2 et 12 (G x 14).

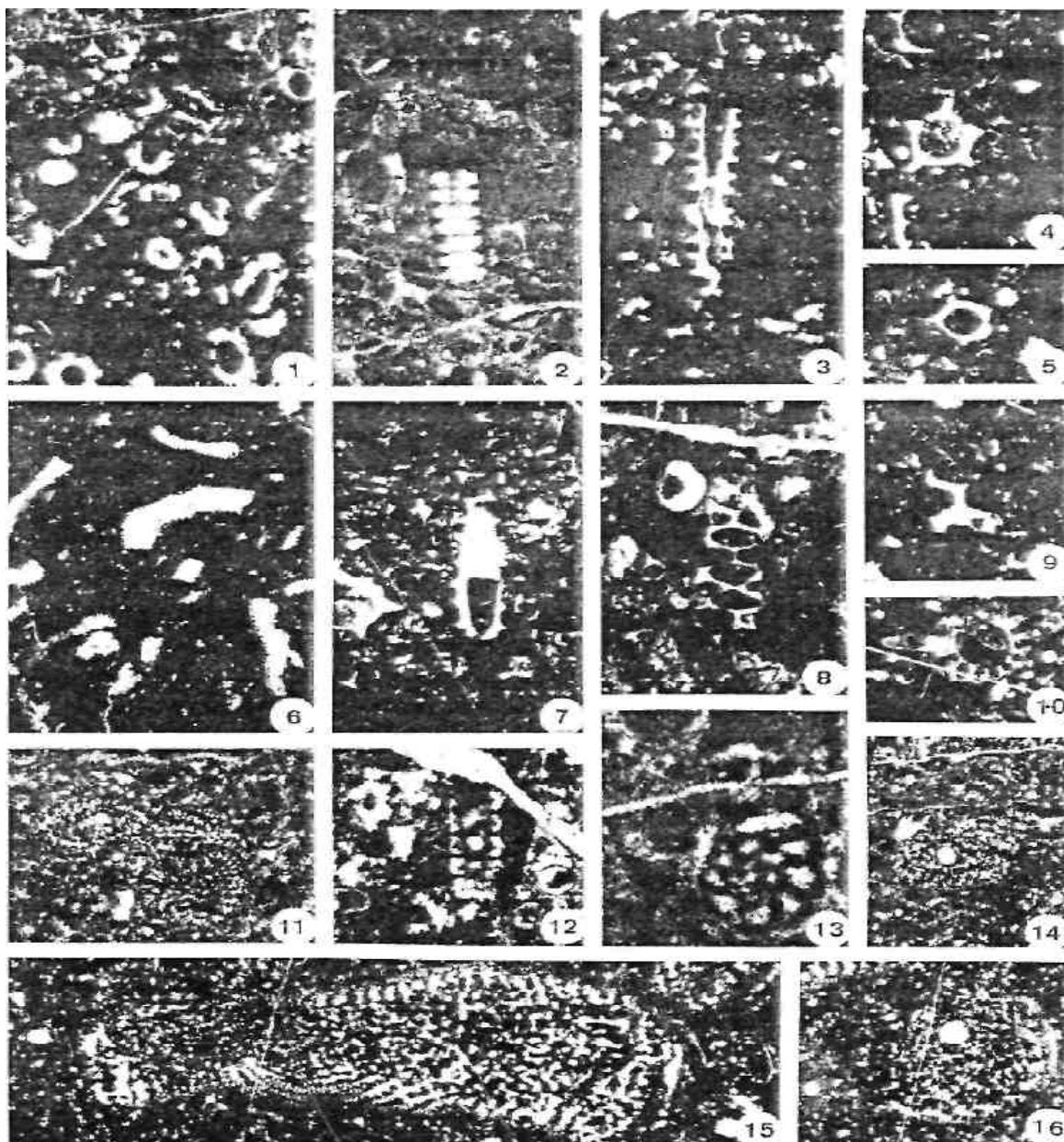
Fig. 3, 4, 5, 7, 8 et 9. - Apinella jaffrezoi, Granier, Michaud et Fourcade (G x 14).

Fig. 6. — Wackstone a Permocalculus (G x 7).

Fig. 10. — Actinoporella sp. Alth, section transversale (G x 14).

Fig. 13. — Feurtillia sp.

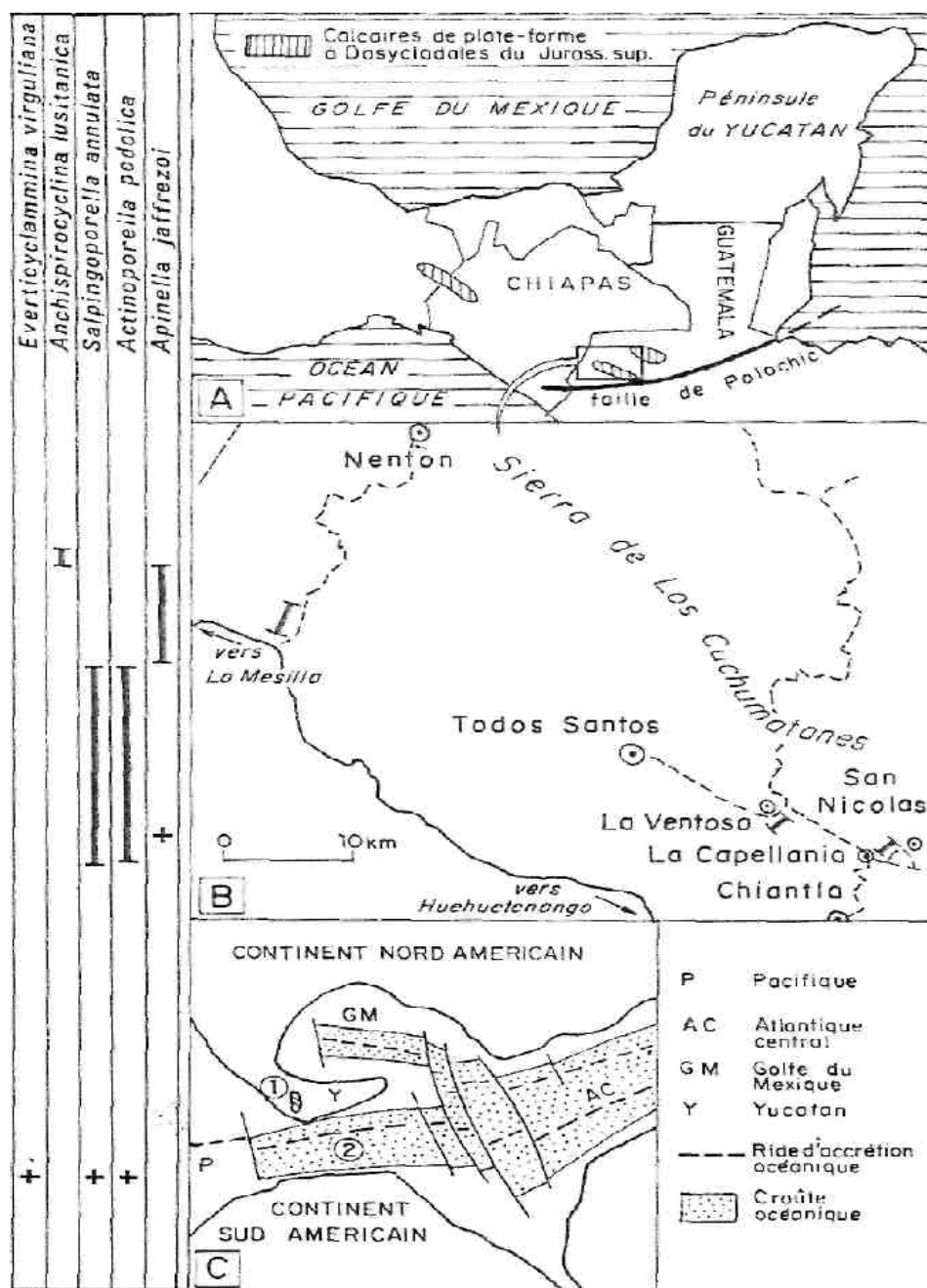
Fig. 11, 14, 15 et 16. - Anckispirocyclus lusitanica (Egger) (G* 14).



Fuente: Eric Fourcade, 1990.

A. Mapa de localización de la área estudiada y distribución de la plataforma carbonatada del Jurásico superior. B. Las Secciones. C. Posición de la plataforma Carbonatada Jurásica Superior en el mapa Paleogeográfico del Océano Atlántico Norte Oriental durante el Jurásico superior propuesto por Sheridan, 1981: (1) Plataforma Carbonatada; (2) Extensión sur de la corteza Océanica de Yucatán. D. Foraminífero y distribución litoestratigráfica de alga (Calizas La Ventosa, Formación San Ricardo):

Figura 1. Localización de la localidad tipo la Ventosa.



FUENTE: Eric Fourcade, 1990.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO (ESTRATIGRAFÍA)

Comúnmente agrupada en la formación Todos Santos, la formación San Ricardo incluye el techo o la parte superior de la Todo Santos.

EDAD

Basado en los hallazgos de fósiles en las calizas marinas (miembro ventosa), estos estratos pueden casi seguramente ser asignados al jurasico tardío o cretácico inferior.

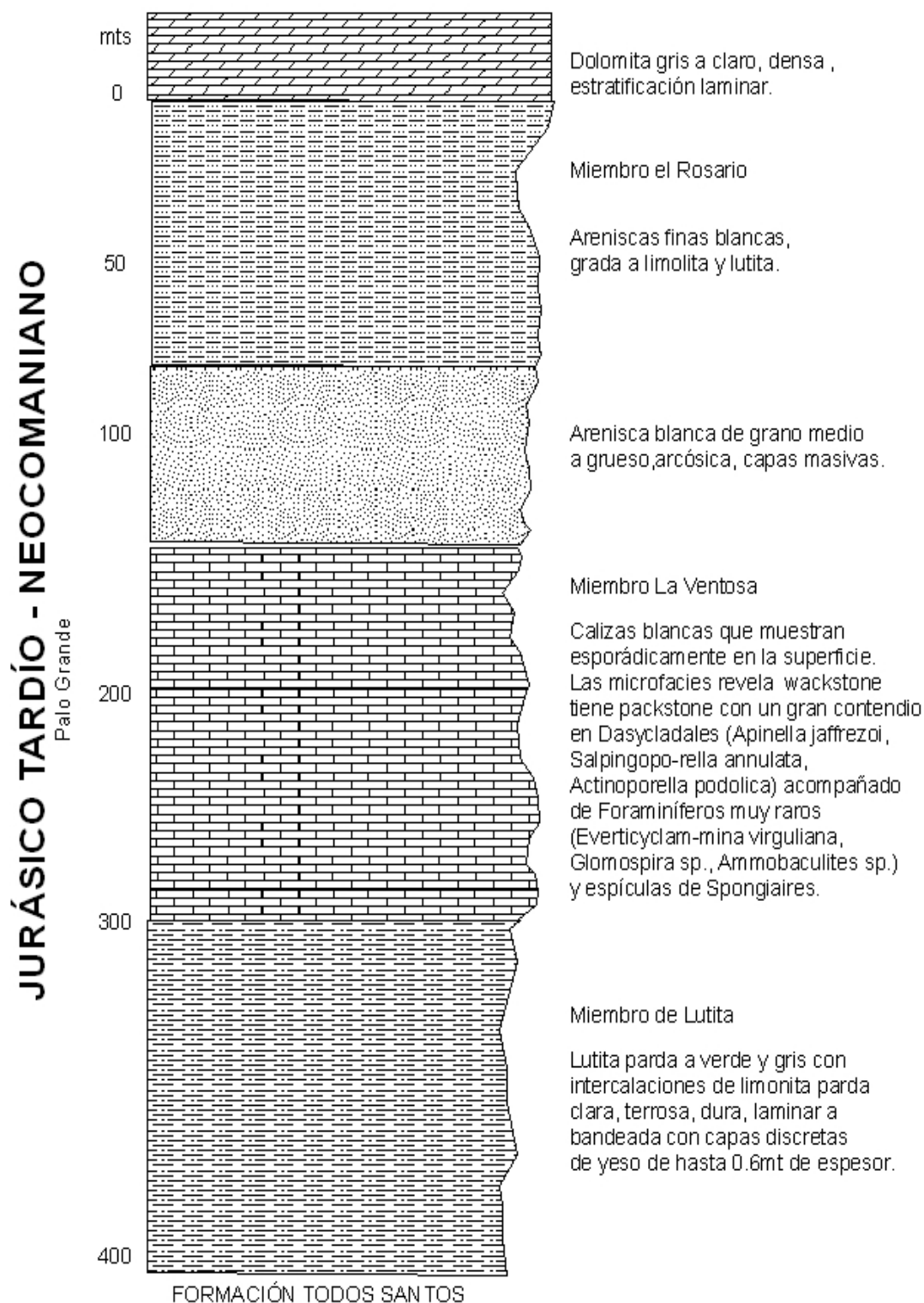
La formación fue depositada en un ambiente marino marginal. Las lutitas, limonitas y areniscas fueron probablemente depositados en una zona marina turbia, somera, de salinidad intermedia, mientras que las calizas representan una fase de agua más clara de deposición epinerítica. La caliza llamada miembro Ventosa de la Formación San Ricardo (es casi de 50 m en espesor pero no cuenta con fósiles estratigráficamente utilizables. Comúnmente se encuentra asociado yeso con los afloramientos de la Todos Santos en el noroeste de Guatemala (Forth, 1971). En la sub-superficie de la región Petén y Belice, se ha hallado anhidrita. La arenisca del miembro superior (arenisca el rosario), sugiere deposición litoral marina (ambiente de baja energía).

ATRIBUCIONES ESTRATIGRÁFICAS:

Eric Fourcade (1990), indica que la presencia del foraminífero *Anchispirocyclus lusitanica* permite asignar la cúspide de la caliza de la Ventosa al Thitonian.

El Dasycladales *Salpingoporella annulata* et *Actinoporella podolica* no permite especificar la edad de la base de las calizas de Ventosa. Notemos que mientras se sitúan con *Apinella jaffrezoi* et *Everticyclammina virguliana* debajo de los niveles tiene líneas de Anchispirocy. Confirma la función de hacer una marca estratigráfica de *Apinella jaffrezoi*, y permite suponer la edad de la plataforma carbonatada que no puede ser más antiguo que el Kimmeridgien elevado.

Figura 2. Columna Litoestratigráfica de la Formación San Ricardo.



Fuente: Modificado, Richards 1963.

AMBIENTE DE DEPOSICION

Sobreyaciendo los depósitos epiclásticos continentales Blair (1988) reporta seis litofacies para la Formación San Ricardo. Estas se interpretan como depósitos de playa y laguna restringida (areniscas con lutitas y dolomitas intercaladas), ciclotemas de laguna restringida (anhidritas intercaladas con lutitas y dolomitas), bancos y barreras de carbonatos (calizas grainstone y packstone), depósitos costeros intramarea (areniscas intercaladas con limolitas bioturbadas), depósitos de plataforma de mar abierto (lutitas), y depósitos siliciclásticos de barrera (areniscas con estratificación cruzada).

También Blair definió tres litofacies para la Formación Todos Santos. Estas son interpretadas como depósitos fluviales de alto y bajo gradiente (areniscas conglomeráticas y areniscas con intercalaciones planas-paralelas de lutitas, respectivamente), así como depósitos lacustres (lutitas con lentes de caliza). Los depósitos fluviales de alto gradiente sobreyacen directamente a los granitoides y se intercalan cíclicamente con los depósitos de bajo gradiente, los cuales a su vez únicamente se intercalan con depósitos lacustres en la sección más septentrional, ya que es la única sección donde afloran. La sección más meridional se localiza ~40 km al sureste de los depósitos lacustres.

Sobreyaciendo los depósitos epiclásticos continentales, reporta seis litofacies para la Formación San Ricardo. Estas se interpretan como depósitos de playa y laguna restringida (areniscas con lutitas y dolomitas intercaladas), ciclotemas de laguna restringida (anhidritas intercaladas con lutitas y dolomitas), bancos y barreras de carbonatos (calizas grainstone y packstone), depósitos costeros intramarea (areniscas intercaladas con limolitas bioturbadas), depósitos de plataforma de mar abierto (lutitas), y depósitos siliciclásticos de barrera (areniscas con estratificación cruzada).

Meneses-Rocha, 2001, demuestra la migración de la costa 16 km del noroeste hacia el sureste con respecto a la anterior transgresión, así como el traslape lateral con la Todos Santos y corrobora la dirección de estas transgresiones del noroeste hacia el sureste). También Alencaster, 1977 determinas estas litofacies costeras contienen macrofaunas del Kimmeridgiano.

Castro-Mora, 1975 indica que la última transgresión es registrada por lutitas de mar abierto sobreyaciendo todas las secciones, especialmente las litofacies costeras de la sección más meridional donde las litofacies de mar abierto contienen microfauna pelágica del Titoniano. Sobreyaciendo las lutitas en la misma sección se notan intercalaciones de litofacies siliciclásticas de barrera con litofacies de playa y laguna restringida sugiriendo una regresión.

La deposición de la Formación San Ricardo ocurrió durante cambios

globales en el nivel eustático del mar, ya que las edades de sus litofacies corresponden con secuencias marinas controladas eustáticamente en otras partes del mundo sin importar su marco tectónico (Haq et al. 1987), entonces el nivel eustático del mar es el control principal en la sedimentación de esta formación (Blair, 1988). Sin embargo, el ahogamiento de la plataforma Kimmeridgiana durante la segunda transgresión fue muy súbito como para ser causado simplemente por incremento eustático del mar. Las litofacies de plataforma no presentan evidencia de deterioro ambiental, ni contaminación de arcillas previo al ahogamiento de la plataforma, por lo cual Blair (1988) sugiere subsidencia tectónica sincrónica al control eustático para favorecer el ahogamiento e instaurar sedimentación en condiciones de mar abierto sobre la plataforma.

La subsidencia es corroborada por consistentes y abruptos patrones de variación lateral en el grosor de las litofacies siliciclásticas y carbonatadas que componen las secciones descritas por Blair (1988). La preservación de ambas formaciones indica que las tasas de sedimentación continentales y marinas, siliciclásticas y carbonatadas, consistentemente excedían las tasas de subsidencia local. Esto sugiere fallamiento normal sin-deposicional estimulado por subsidencia diferencial en bloques de basamento (topografía horst-graben) relacionado a rifting regional durante sedimentación de las Formaciones Todos Santos y San Ricardo. Además, se notan depósitos de barrera carbonatada sobre bloques levantados (horst), cuando los estratos correspondientes estratigráficamente sobre los bloques caídos (graben) presentan sedimentación propia de condiciones de mar abierto (Blair, 1988).

Es de notarse que los afloramientos de la Formación Todos Santos en las localidades de Cintalapa, Jericó y Plan de Agua Prieta/La Concordia se encuentran sobre el mismo lineamiento regional NW-SE que marca el límite norte de la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas (Castro-Mora y Ortiz-Hernández, 2003). Sin embargo, en Jericó no aflora la Formación San Ricardo, mientras que en Plan de Agua Prieta/La Concordia, se notó la presencia de un delgado paquete grisáceo con intercalaciones de anhidritas, lutitas y calizas sobreyaciendo directamente a los lechos rojos. No se hicieron descripciones detalladas de este paquete, pero basándonos en las descripciones de Blair (1988).

El estudio elaborado el SGM (2006) cartografió a la Formación San Ricardo en esta localidad, se asume que el paquete observado es representativo de dicha formación.

Un estudio realizado por Guerrero (1,990) revela en este estudio magneto-estratigráfico y paleomagnético en lechos rojos de la Formación San Ricardo (edad Jurásico Superior-Titoniana), no registra rotaciones y sus direcciones son concordantes con la CVPA cuando los datos se comparan con el paleopolo de la Formación Morrison (Steiner, 1986) de edad kimmeridgiana-

titoniana.

COMENTARIOS

Se concluye que en Cintalapa es donde mejor se preserva la Formación San Ricardo, la cual marca la transición de sedimentación epiclástica continental a sedimentación marina, al interdigitarse lateralmente y sobreyace a la Formación Todos Santos a principios del Jurásico Superior. Los consistentes patrones de engrosamiento y adelgazamiento lateral de las litofacies continentales y marinas, así como su sostenida gradación vertical fueron promovidos por fallamiento normal de bloques asociado con subsidencia tectónica sin-deposicional. Esto indica que la subsidencia se mantuvo activa en las etapas finales del rifting asociado a la apertura del Golfo de México.

La distribución de litofacies, así como la reconstrucción de la historia deposicional indica que las litofacies de la Formación San Ricardo son representativas de tres transgresiones marinas.

La primera transgresión cubrió las litofacies epiclásticas de la Formación Todos Santos en cuatro secciones avanzando la costa del NW al SE, mientras que en la sección más meridional continuó el sistema fluvial de bajo gradiente. Inicialmente se depositaron las litofacies de playa y laguna restringida, seguidas por ciclotemas de laguna restringida. La extensión lateral de estas litofacies sugiere una plataforma carbonatada de al menos 27 km de longitud. Sobreyaciendo las ciclotemas de laguna restringida se encuentran litofacies de bancos y barreras carbonatadas, seguidas por depósitos de mar abierto (lutitas) que registran el ahogamiento de la plataforma, e indican la segunda transgresión. En la sección más meridional los depósitos fluviales son sobreyacidos por litofacies costeras intramarea indicando condiciones de mar somero.

RECOMENDACIONES

Realizar un estudio mas detallado al noroeste de Guatemala correlacionar la formación San Ricardo que aflora en Guatemala y con la formación de San Ricardo aflorante en México.

BIBLIOGRAFÍA

Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro, SM, Millian abril, 1985.

Francois MICHAUD, Eric FOURCADE, Miguel Angel CARBALLO, Julio Cesar FRANCO AUSTIN et Jacques AZEMA. La Plate-forme carbonatee jurassique de l'extremite meridionale du. continent nord-americain (Guatemala), p 133-140,1900.

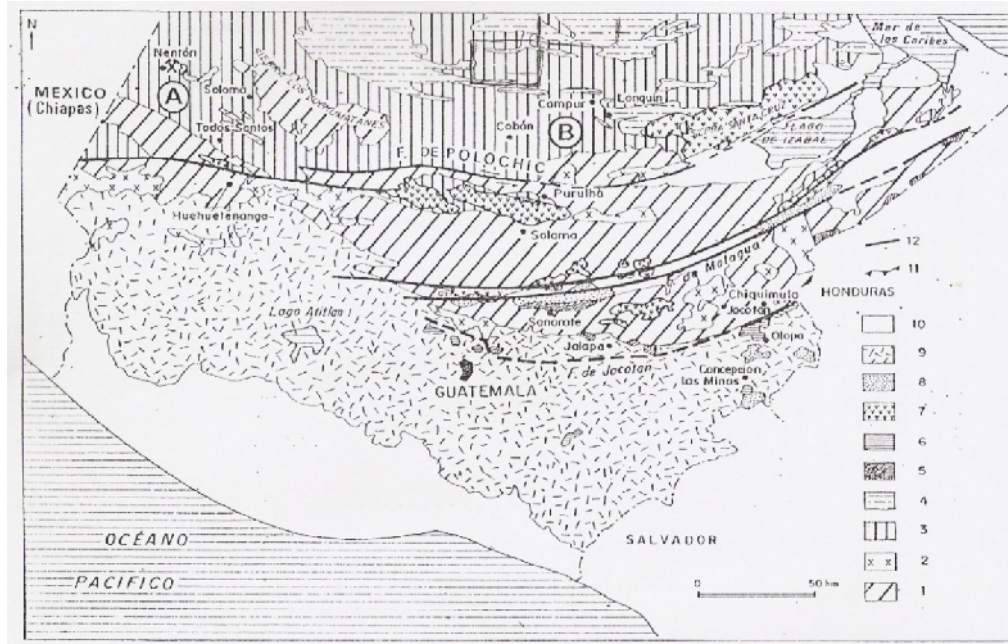
apports de la micropaleontologie a la connaissance stratigraphique de la formation San Ricard (callovien-neocomien) etat du Chiapas, Francois Michaud.

FORMACION COBAN

Luis Felipe Valiente

USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010

Figura 1 Dolomitas y calizas de las Formaciones Cobán y Campur



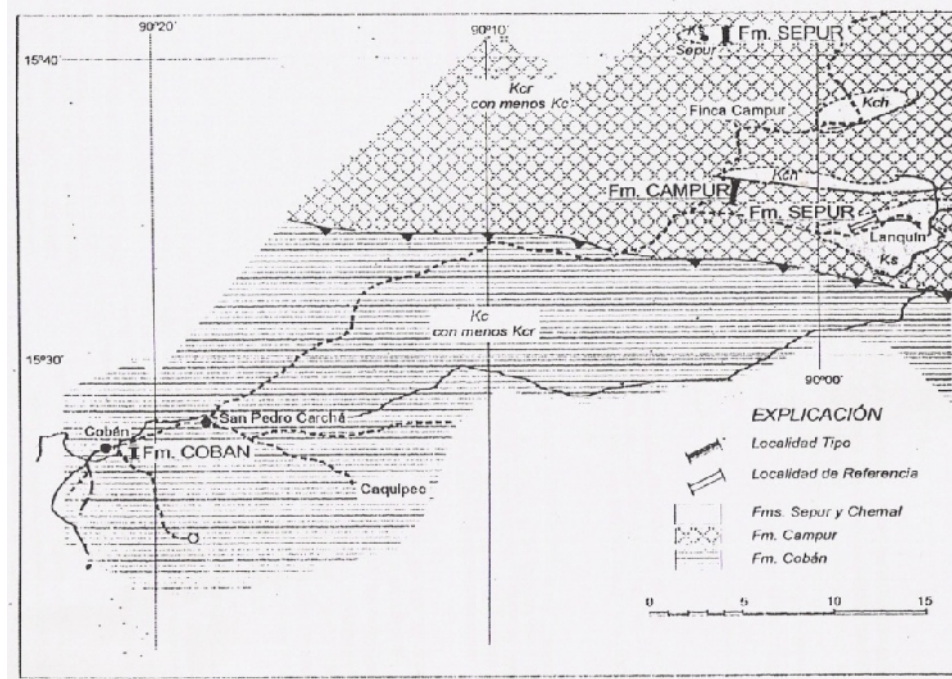
AUTOR

Sapper (1899), dio el nombre de Cobán a una gruesa secuencia de carbonatos y evaporitas del Cretácico.

LOCALIDAD TIPO

La cantera sobre la carretera Cobán – Carcha, en el puente sobre el río Cahabón, al oeste de la ciudad de Cobán, por Vinson (1962).

Figura 2 Localidad tipo de la formación Cobán



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

Se reconoce sobre los flancos de muchas estructuras en la cuenca Peten, como los anticlinales Rubelsanto y Chinajá y también en perforación.

En afloramientos de Los Cuchumatanes en el Oeste de Guatemala y en la región de Cobán, A.V. A lo largo del margen sur del Bloque.

LITOLOGIA

Caliza dolomítica masiva altamente recristalizada. Brechas intraformacionales son comunes, estas son predominantemente dolomíticas pero contienen calizas silíceas, y escasas lutitas y limolitas. Secciones de calizas delgadas de decenas de metros en espesor con poca dolomita ocurren cerca del tope de la Cobán. Brechas de solución evaporítica son comunes (Blount y Moore, 1969), y hay varias ocurrencias de yeso secundario cerca de los afloramientos de esta unidad.

FOSILES

- Miembro dolomítico inferior: Miliolidos, Choffatella decipiens en la base de esta formación, en la parte Norte de la Sierra de los Cuchumatanes, asociada a una pieza de Orbitolina. (Walper (1960) reporto cerca de la parte media de este miembro Orbitolina. Los especímenes hallados por Fourcade, son Orbitolina Mesorbitolina texana.
- Miembro de caliza superior: miliolidos (Pseudorhapydionina chiapanensis, Cuneolina pavonia parva, Nummoloculina regularis, Nummoloculina heimi) y a veces detritos de rudistas.

ESPESOR

Esta Formación, una secuencia de rocas carbonáticas y evaporíticas, ha sido estudiada recientemente por Fourcade et al (1994), logrando reconstruir una secuencia que puede ser mayor de 1000 metros de espesor.

CONTACTOS Y RELACION ESTRATIGRAFICA DE CAMPO

El contacto superior de la Cobán, es conformable y gradual hacia la Formación Campur. Cubre disconformemente la Formación Todos Santos.

EDAD

La microfauna presente, indica una edad que varía desde el Cenomaniano al Santoniano. Fourcade propone conservar una nomenclatura simplificada y designar a la Formación como de edad Aptiano Temprano a Cenomaniano, posiblemente del Cenomaniano temprano.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

Los carbonatos Cobán e Ixcoy han sido considerados como equivalentes estratigráficos (Sapper, 1937; Imlay, 1944; Schuchert, 1935). Tiene una equivalencia temporal con la Formación Atima del bloque Chortí. La Formación Cobán de Vinson es la equivalente litológica de la Formación Ixcoy y Cobán de Walper, y probablemente del Grupo de la Sierra Madre del Sur de Mexico (Lopez Ramos, 1969).

NOTAS:

Los niveles carbonáticos estudiados a nivel local (alrededores de Cobán), muestran marcadas diferencias en las facies, logrando distinguir calizas cristalinas a calizas dolomíticas para la parte inferior de la Formación Cobán.

La presencia de brechas de disolución se debe al colapso de niveles evaporíticos por disolución.

Se ha hallado anhidrita en pozos exploratorios y se vuelve más común hacia el Norte, también se ha hallado sal, pero su edad estratigráfica puede ser del Jurásico o más antiguo.

De la base a la cima se distinguen los siguientes miembros:

Miembro Dolomítico Inferior: consiste en casi 500 metros de dolomitas oscuras, algunas a veces cristalinas, calizas dolomíticas con contenido de niveles de calizas con Miliolidos, capas de brechas métricas y pluridecámetricas de origen evaporítico y ocasionalmente algunos estratos de calizas chérticas. Se ha encontrado *Choffatella decipiens* en la base de esta formación, en la parte Norte de la Sierra de los Cuchumatanes, asociada a una pieza de *Orbitolina*. Estos foraminíferos indican que la deposición de la formación se inició durante el Aptiano Inferior. En Santa Rosa, cerca de Purulhá, Walper (1960) reportó cerca de la parte media de este miembro *Orbitolina*. Los especímenes hallados por Fourcade et al (1994), son *Orbitolina Mesorbitolina texana* que aparece durante el Aptiano Tardío.

Miembro de Caliza Superior: es de aproximadamente 600 metros de espesor, está compuesto por lutitas calcáreas y wackstone rico en miliolidos (*Pseudorhapydionina chiapanensis*, *Cuneolina pavonea parva*, *Nummoloculina regularis*, *Nummoloculina heimi*) y a veces detritos de rudistas. Está sobreyacido por varias decenas de metros de brechas calcáreas cuyos elementos pueden alcanzar horizontes más finos de caliza con nódulos de pedernal.

Subsuelo: la Formación Cobán, ha sido estudiada a fondo en la Cuenca Peten a través de las perforaciones realizadas en el país para la exploración y explotación de reservorios de petróleo, pues desde este punto de vista, esta formación es la de mayor importancia en Guatemala. Por medio de estos estudios, se ha dividido en cuatro miembros A, B, C y D (del más joven al más antiguo respectivamente). Las divisiones fueron basadas en registros eléctricos (rayo gamma y neutrón compensado) corridos en los pozos perforados.

Figura 3 Estratigrafía de la Cuenca Peten (Norconsult, 1957)

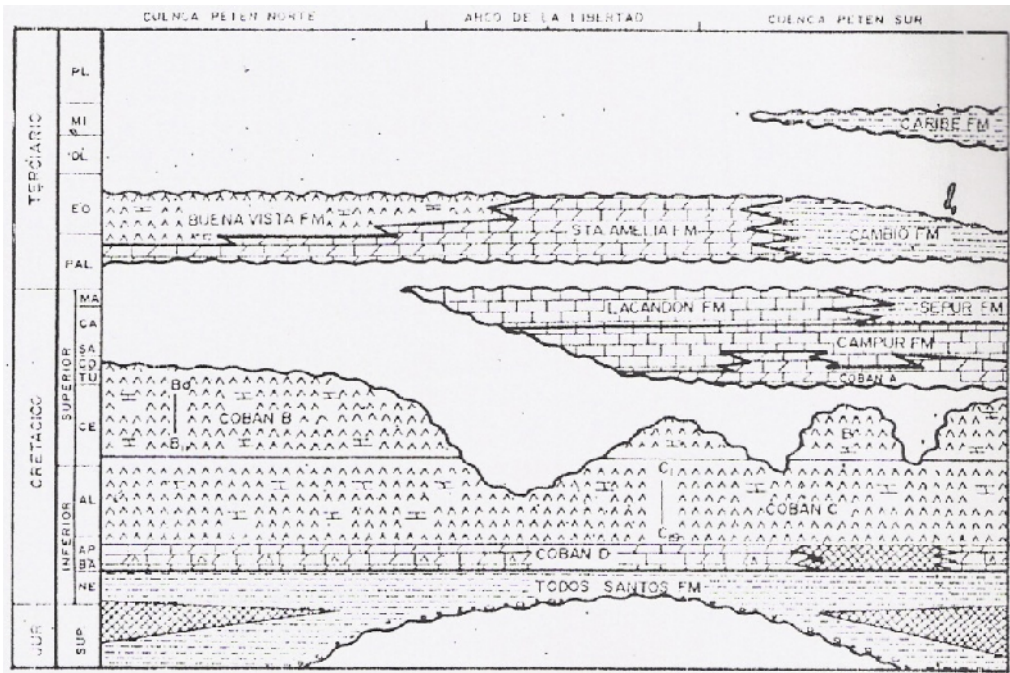


Figura 4 Sección estratigráfica transversal, cuenca Peten, Norconsult, 1987 en Archila, et al 1990)

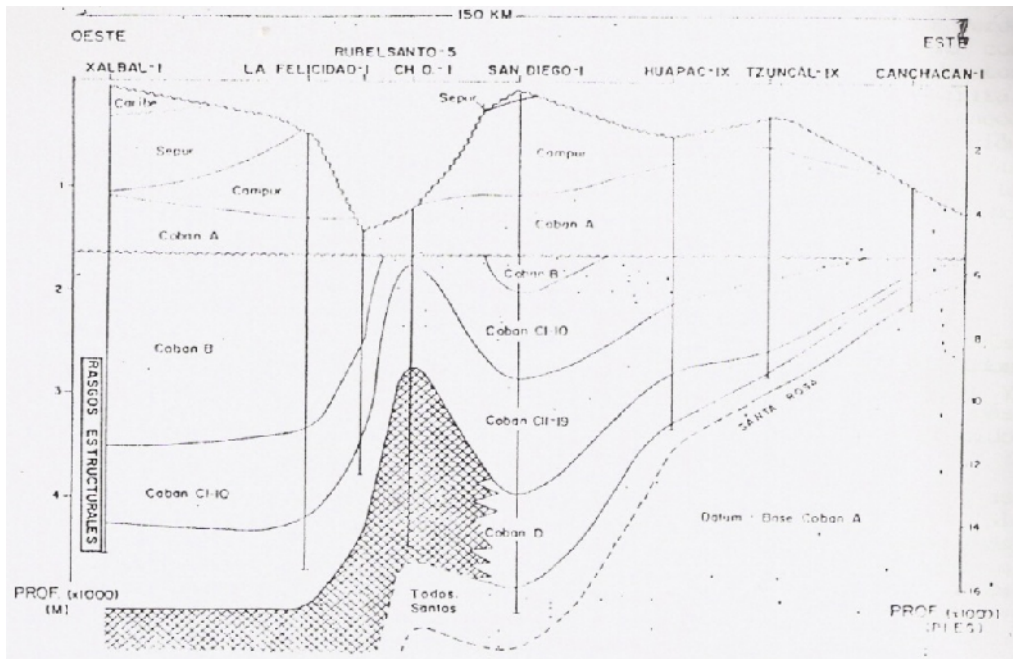
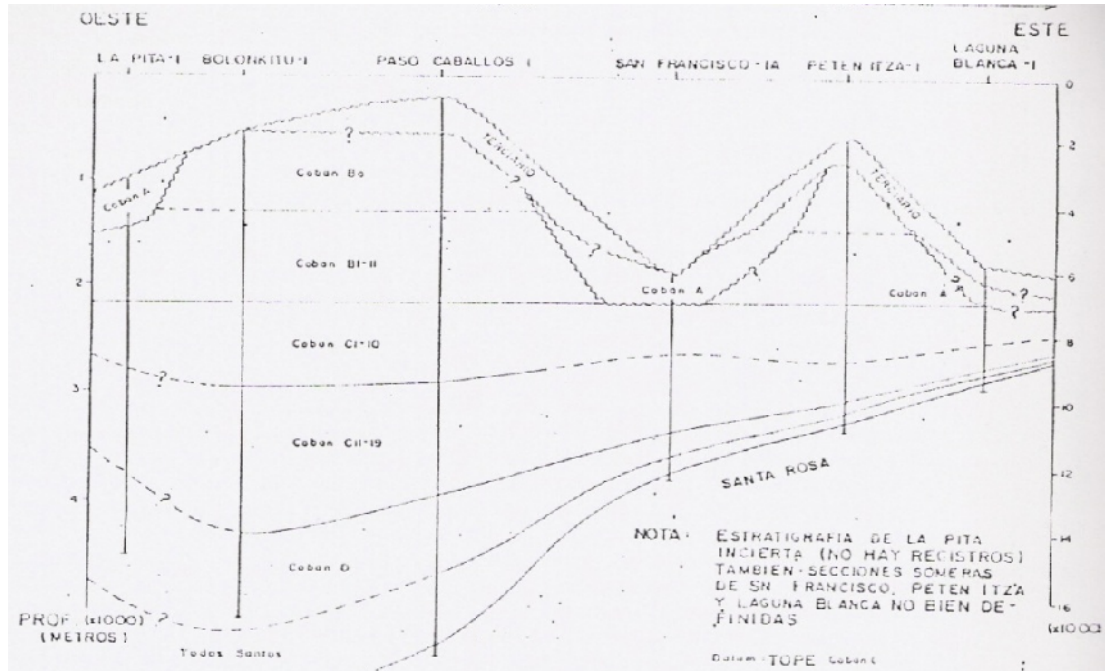


Figura 5 Sección transversal de la cuenca Peten Norte (Paso Caballos) (Norconsult, 1987 en Archila, et al 1990)



MIEMBRO COBÁN D

Está formado por tres litofacies, las cuales se encuentran diferenciadas por:

MIEMBRO COBÁN D SUPERIOR:

Tiene espesores que oscilan entre 95 y 110 metros y esta formado por dolomías y calizas microcristalinas a criptocristalinas. En la Cuenca Paso Caballos, alcanza mas de 226 metros de espesor, Norconsult (1987) denomina a este miembro como Facies Hillbank, que en Belice y sobre el Arco La Libertad se compone principalmente de dolomías, mientras que mas al sur y oriente predominan las calizas.

MIEMBRO COBÁN D MEDIO:

También denominado Facies Escondido, por el pozo del mismo nombre en el norte de la Cuenca Peten. En la Cuenca Chapayal tiene espesores que varían entre 96 y 105 metros. Predominantemente esta compuesto por anhidrita y delgadas intercalaciones de dolomía, caliza y halita, siendo la anhidrita la que sirve de guía para determinar, durante la perforación, la penetración dentro de este miembro. Las calizas presentan mayor porosidad que las dolomías.

MIEMBRO COBÁN D INFERIOR:

En la Cuenca Chapayal tiene espesores que oscilan entre 116 y 183 metros, conformados principalmente por lutitas con intercalaciones de caliza micritica y dolomías, y en menor cantidad existen anhidritas. Generalmente la base se caracteriza por contener lutitas que disminuyen hacia arriba, esto indica un decremento gradual del aporte clástico, con la consecuente transgresión posterior con que finalizó la depositación de Todos Santos. También se le ha denominado Facies Cancuen por el pozo Cancuen IX, perforado por la compañía Guetty en la parte sur-central de la Cuenca Peten.

Además, de estos miembros, también existe otra facie denominada Sal Chisec, la cual se ha encontrado tanto en Chapayal como en Paso Caballos. Consiste en halita con intercalaciones menores de anhidrita.

MIEMBRO COBÁN C

Es el productor de hidrocarburos en Guatemala, por lo que ha sido intensamente estudiado. Alrededor de 54 pozos lo han perforado y esta constituido en un 80% de anhidritas y un 20% de carbonatos interestratificados por algunas lutitas. Los carbonatos son principalmente dolomías, su espesor excede los 2100 metros.

Con base a la litología y en registros eléctricos, ha sido dividido en 19 unidades, numeradas del C-1 al C.19, siendo el C-19 la base del miembro. La unidad C-11 es la mas gruesa y constituye un buen marcador sísmico debido a que contiene delgadas capas de lutitas, lo cual permite seguirlo a lo largo de las secciones sísmicas en toda la Cuenca Peten. Otro importante es el C-13, el cual, aunque de menor espesor que el C-11, constituye el mayor paquete de carbonatos en relación a las demás unidades, también es conocido con el nombre de Caliza Mactun, en la Cuenca Paso Caballos.

Cada unidad se inicia en la base con anhidritas y termina en el techo con carbonatos. La edad no esta claramente definida debido a la escasez de fauna, pero se cree pueda ser del Aptiano-Cenomaniano. Petrografica y sedimentologicamente (con base en pozos como La Felicidad IA, San Roman-2, Caribe-I, Chinaja Oeste-4 y otros, se ha llegado a caracterizar en cuatro grandes secuencias, denominadas de la base al techo como:

- C Alfa (C-19 – C-16)
- C Beta (C-15 – C11)
- C Gamma (C-10 – C-7)
- C Delta (C-7 – C1)

MIEMBRO COBÁN B

Es el miembro que termina con el gran ciclo evaporítico, y su espesor excede los 1800 metros. La sedimentación cíclica, al igual que el Cobán C, nuevamente se viene a manifestar en este miembro, con la diferencia de que los ciclos comienzan a la base con carbonatos transformándose en más anhidríticos hacia el techo.

Se ha dividido en doce unidades: B-0 a B-11. Inicialmente, fueron reconocidas las unidades B-1 a B-11 en el área de Rubelsanto, pero posteriormente una nueva secuencia fue detectada en los pozos Xalbal-I, La Felicidad-I y San Roman-I y 2, denominándose B-0, el cual es el techo del miembro y B-11 la base.

Las doce unidades fueron establecidas por la compañía Shenandoah Guatemala Inc. por medio del registro de rayos gamma y neutrón compensado, existiendo en este último, una excelente correlación entre la curva de velocidad de avance del pozo y el registro, efecto que no ocurre en el Cobán C.

La edad del miembro no está claramente definida, pero es probable que oscile entre el Cenomaniano a Turoniano (B-1 – B-11) y Senoniano para el B-0. A veces se encuentran rudistas, las cuales son muy frecuentes en las unidades B-1 a B-3. Las calizas a menudo están dolomitizadas y frecuentemente son porosas, ricas en algas. El Cobán B-0 tiene espesores que varían entre 65 y 650 metros, es una unidad muy carbonatada y diagenetizada haciéndose dolomítica hacia el techo. Es muy rico en carbón orgánico en relación con el Cobán A y a veces presenta pasadas de anhidrita.

MIEMBRO COBÁN A

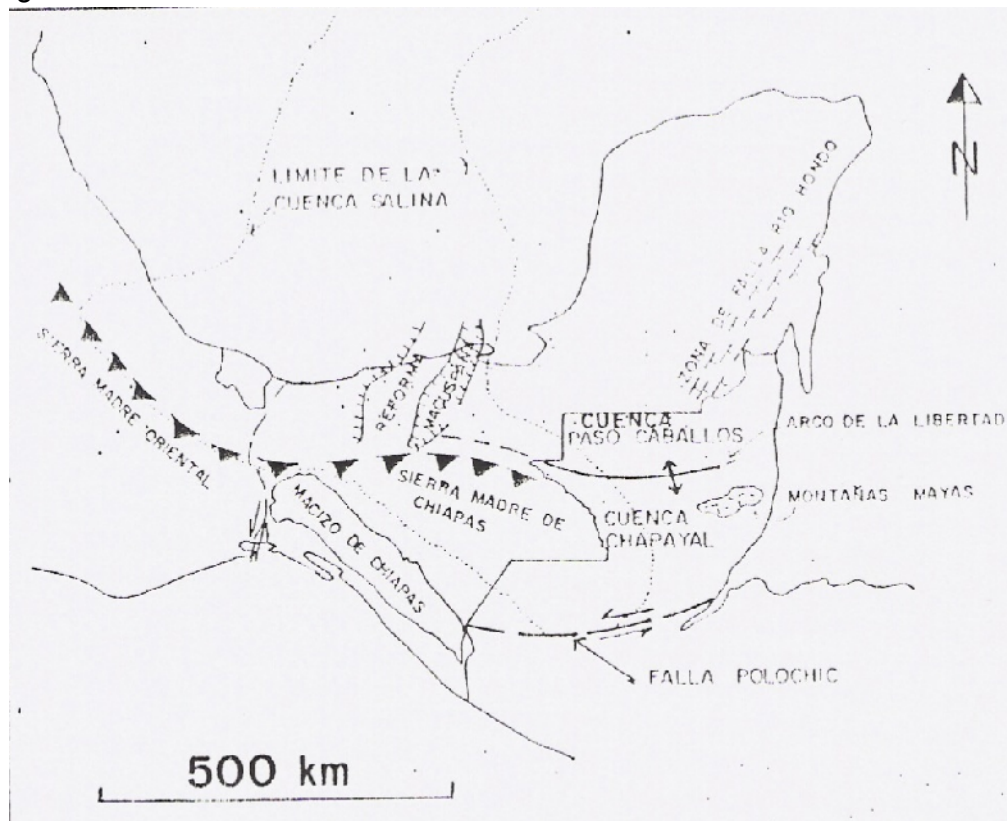
Lógicamente, es completamente diferente de los anteriores ya que consiste en su totalidad de dolomías y calizas. Es el que aflora en la Cuenca Peten, ya que los miembros anteriores solamente han podido ser detectados en subsuperficie a través de pozos. Superficialmente presenta morfología kárstica junto con la Formación Campur sobreyacente, excepto donde está cubierta por la Formación clástica Sepur. Hacia el norte del Arco La Libertad, la Formación Cobán está cubierta por sedimentos del Terciario.

Consiste de calizas grises peletoidales y calizas dolomíticas con miliolidos. A veces se observan horizontes de conglomerados y brechas. Alcanzan hasta 1800 metros de espesor, el cual varía lateralmente debido a la erosión durante el Terciario tardío. En el techo es difícil de distinguirlo de

la sobreyacente Formación Campur, debido a que existe una gran zona de transición.

Se ha datado Cenomaniano-Senoniano, y se encuentra ausente en la Cuenca Paso Caballos. Su base es discordante en Chapayal ya que sobreyace a unidades que van desde el B-0 a C-11 (Chinajá, Chisec-I), por lo que puede afirmarse que se trata de una discordancia regional en la cuenca sur.

Figura 6 Subcuencas de El Petén



Termer (1932), Anderson et al., 1973 utilizaron el termino de Formación Ixcoy para las calizas Cretácicas del área de los Cuchumatanes.

La formación Cobán y la parte inferior de la Formación Ixcoy, se caracterizan por tener las mismas facies de una plataforma carbonatada descritas en Chiapas con el nombre de la Formación Sierra Madre. La formación Cobán, Sierra Madre y la parte inferior de la Formación Ixcoy presentan la misma sucesión litológica con una dolomía en la base y una caliza de plataforma hacia la cima. Esta sucesión litológica y su similitud de facies no están a favor de mantener los dos términos Cobán e Ixcoy vigente

en Guatemala. Por lo tanto, se propone mantener la Formación Cobán como el término apropiado para designar a estas unidades del Cretácico medio (F. Michaud, et al 1992).

Michaud F. y Fourcade, 1992. Estudiaron las rocas Cretácicas tanto de en los Cuchumatanes como en los alrededores de la localidad de Campur.

En los Altos Cuchumatanes la Formación Cobán esta dividida en dos Miembros: una dolomítica con *Choffatella decipiens* y brechas. El otro constituido de wacktone ricos en miliólidos, *Pseudorhapydionina chiapanensis*, *Cuneolina pavonea parva*, *Nummoloculina regularis* y *Nummoloculina heimi*. *Nummoloculina heimi* y *Pseudorhapydionina chiapanensis* ocurren en la base del Miembro superior.

En el área de Alta Verapaz, distinguieron un Miembro dolomítico y uno calcáreo a veces rico en miliolidae, Ostracodos, Discorvidae y *Cuneolina* sp. La parte superior de este Miembro contiene piezas de rudistas, y grandes foraminíferos (*Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina* sp, y “*Valvulammina*” *piccardi*).

Los estudios hechos por Morán, et al., 2004 en diferentes localidades alrededores de Cobán, Carchá, Norte de San Cristóbal, Santa Cruz y Chamelco; denotan cambios significativos en la composición y contenido microfaunal de las rocas carbonatadas de esta zona, por lo que permitieron diferenciar dos niveles: un intervalo de calizas cristalinas-brechas y otra de calizas ricas en microorganismos, cuyas características son correlacionables con las divisiones hechas por Fourcade et al., 1994 y el Servicio Geológico Alemán en 1967-68.

MIEMBRO DOLOMÍTICO INFERIOR (Kco1):

Las localidades de referencia de esta secuencia pueden ser observadas en San Cristóbal, Acamal, Chitul, Tontem y alrededores de San Juan Chamelco.

La parte inferior está compuesta por calizas dolomíticas cristalinas y brechadas con algunos niveles de mudstone, de estratos con espesores que van de 30 cm a 1 metro aproximadamente, de color gris claro a negro. Localmente los microorganismos son escasos o han sido sustituidos y borrados por cristales de calcita.

Análisis microscópico realizado a varias muestras colectadas en diversos sitios dentro del cuadrángulo, indican la presencia de calizas cristalinas, calizas dolomíticas y zonas de microbrechas.

El espesor de este miembro se desconoce, ya que se encuentra plegado y fallado, lo cual imposibilita su estimación. Una amplia zona de brecha calcárea ocasionada por fallas inversas imbricadas oscurece la continuidad de la estratificación en esta secuencia, por ejemplo en los alrededores de Tontem, donde esta unidad aflora.

MIEMBRO DE CALIZAS SUPERIOR (Kco2)

El Miembro Superior de la Formación Cobán está compuesto por mudstone-packstone de color gris-beige a gris claro, bien estratificadas con laminación planar y ricas en microfósiles. Se observan algunas zonas de brechas a microbrechas calcareas interestratificadas con elementos que pueden llegar a los 15 cm de diámetro, como por ejemplo, los que afloran en Gualom, carretera a Samac, probablemente relacionadas a la disolución de niveles evaporíticos.

Estudios recientes por la carrera de geología de Centro Universitario del Norte de varias secciones de los afloramientos de este Miembro en distintas localidades, con espesores >40 metros que consisten de calizas peletoidales de color gris claro con niveles ricos en miliolidos. La microfauna observada en secciones delgadas dentro de este miembro son *Nummoloculina heimi*, *Pseudorhapydionina chiapanensis*, *Nummoloculina regularis*, junto a ellos *Rotalipora cushmani*, *Cuneolina pavonia parva*, *Merlingina cretacea*, Ostracodos, fragmentos de rudistas y debris de equinodermos. Fourcade et al., 1994, reportan esta misma asociación microfaunal en la base de esta miembro.

Otros horizontes contienen foraminíferos grandes como *Dicyclina schlumbergeri*, fragmentos de algas y posiblemente alveolinidos, así como otras especies de foraminíferos no determinados en sección delgada.

Se aprecian dentro de esta secuencia de carbonatos, calizas oolíticas de 3 a 8 μm en diámetro; como por ejemplo, las calizas encontradas en Chajaneb (E0791550-N1707250), al Este de Chamelco.

Fourcade 1999, sugiere un ambiente de plataforma carbonatada interna, para las calizas que afloran en Panimaquito (SE del área). El ambiente de depositación sugerido para esta secuencia de carbonatos en el cuadrángulo Cobán, es la de una plataforma carbonatada de circulación restringida y planicies de marea, por la presencia de algunas microfacies estándares, tales como micrita laminada peletoidal, miliolidos y oolitos.

El nivel superior es rico en microfósiles aunque tiene intercalaciones de calizas cristalinas, pero en menor proporción.

El ambiente sugerido para la Formación Cobán es de una plataforma carbonatada con subambientes restringidos y de tempestitas, por la presencia de oolitos y, calizas bioclasticas y brechas calcáreas subredondeadas.

CUENCA PETEN SUR

En la cuenca Peten Sur, se han distinguido dos miembros. El miembro inferior consiste de dolomitas, brechas con substitución pseudomórfica de sulfatos, caliza de *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (Romer) y calizas de miliólidos y rudistas.

El Miembro superior esta compuesto de lutitas de cal y wackestone con fragmentos de rudistas y foraminíferos tales como miliólidos, *Pseudorhapydionina chiapanensis* de edad Cenomaniano-Santoniano.

Además, es reconocido por medio de pozos y se ha dividido de base a tope, en cuatro miembros nombrados con fines prácticos como Cobán D, C, B, A. Donde Cobán C es el productor de petróleo, mientras que Cobán B es el productor en la cuenca Norte (San Diego-1 y San Roman-I). Definidos por Leigh y Buis 1979 y el Miembro D establecido por Norconsult 1987.

Tabla 1 Resumen hecho de las descripciones de la Formación Cobán en la Cuenca Peten Sur

División	Formación Cobán	Miembros	Unidades / Facies	Litofacies	Microfauna	
con		A	A		Calizas grises peletoidales y caliza dolomíticas	
		B	Bo – B ₁₁		B ₈ productor Dolomia Xan	<i>Glomospira</i> sp <i>Discorbidae</i> y <i>Cuneolina</i> sp
Fines		C	C ₁ – C ₁₂ . C ₂ -C ₃ -C ₈ -C ₉ Productores de hidrocarburos)		Constituida de Anhidrita – Carbonatos. (C ₁₁ marcador sísmico)	<i>Orbitolina</i> sp <i>Nummoloculina heimi</i> , <i>Dictyocunus walnutensis</i> grande
Prácticos	D	Facies Hillbank Facies Escondido Facies Cancuén Facies Sal Chisec		Dolomias - Calizas Anhidrita-Dolomias-Calizas y halita Lutitas-calizas micriticas. Dolomias-anhidritas Halita - Anhidrita	<i>Choffatella decipiens</i> schlumberger, <i>Hedbergella</i> sp, <i>Orbitolina</i> sp y <i>Globigerinelloides aptiense</i> .	

MARCADORES BIOESTRATIGRÁFICOS.

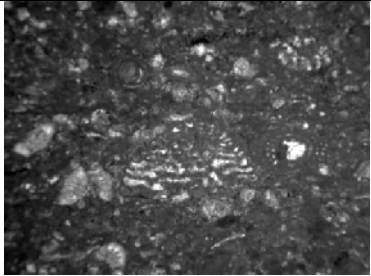
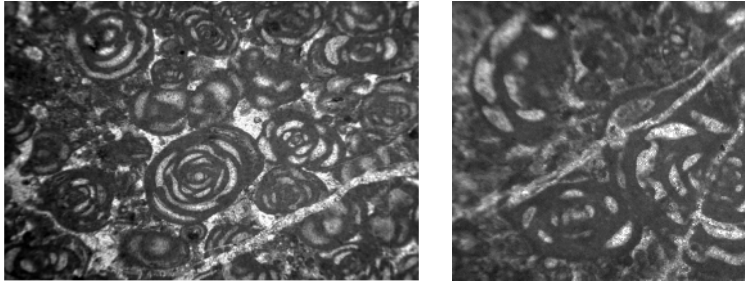
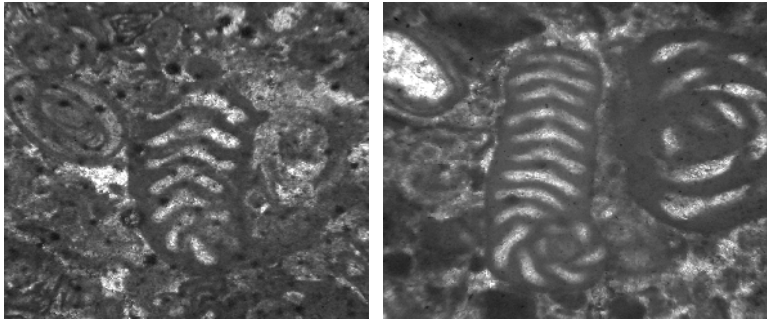
Los principales biomarcadores (Michaud F. 1987) en edad son como sigue: (1) caliza de *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* inferiores de edad Aptiano-Albiano medio en la parte inferior del Miembro Dolomítico; (2) calizas de *Nummoloculina heimi* de la parte inferior del Miembro de Caliza (Piedra Parada) o del Miembro de Caliza Dolomítico (Guadalupe Victoria), a veces asociadas con *Pseudorhapydionina chiapanensis* de edad Cenomaniana; (3) el de *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Nezzasatinella piccardi*, en la parte superior del Miembro de Caliza.

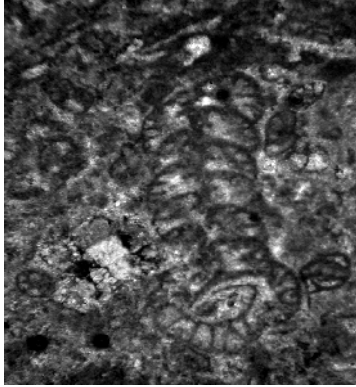
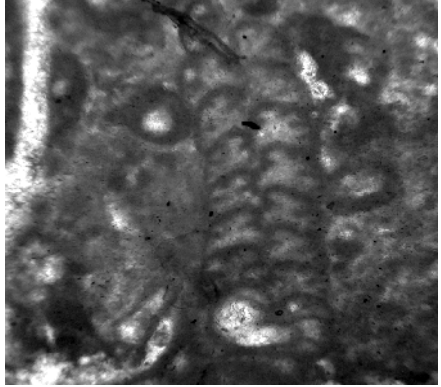
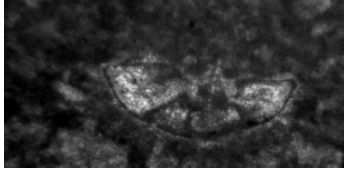
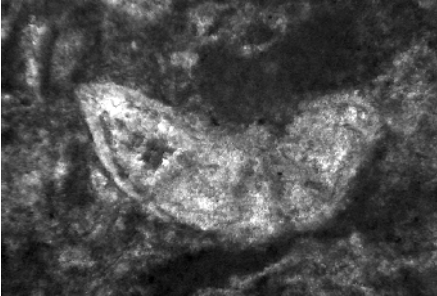
El miembro de caliza superior de la Formación Sierra Madre termina con calizas de facies de plataforma interior submareal con *Dicyclina schlumbergeri*, *cuneolina sp.*, *Nummofallotia sp.*, Textularidae, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Nezzasatinella piccardi* y miliólidos.

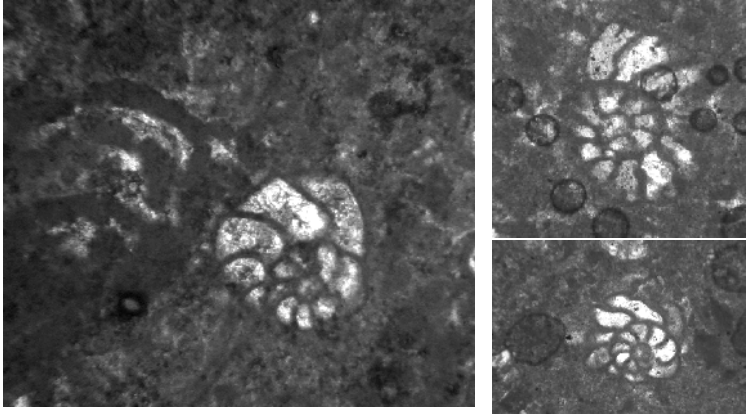
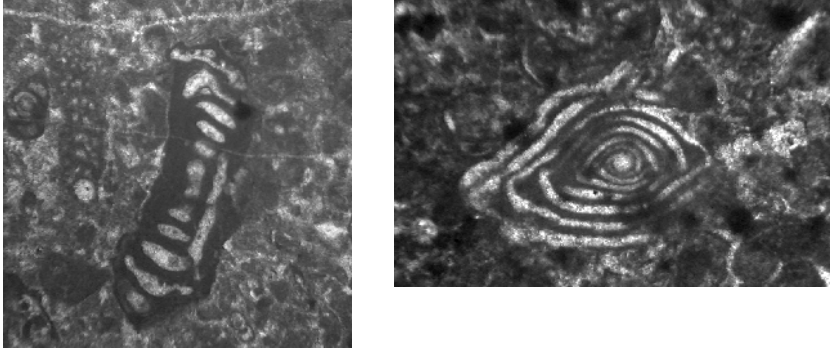
Tabla 2 Zonificación de los principales foraminíferos encontrados en la Fm Cobán (Modificado de Michaud, F. 1987).

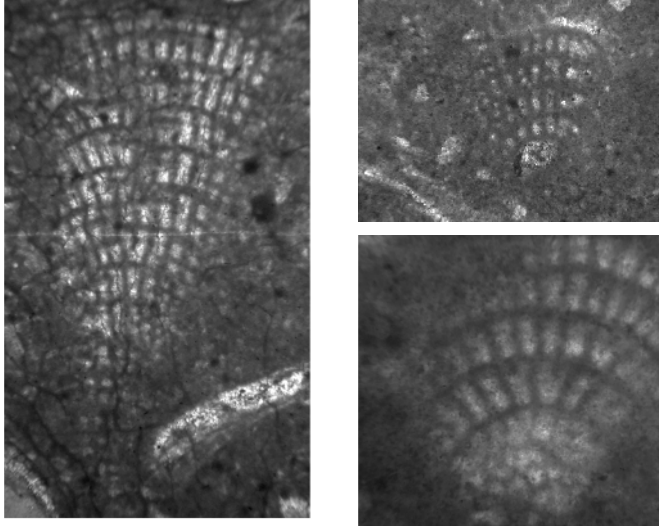
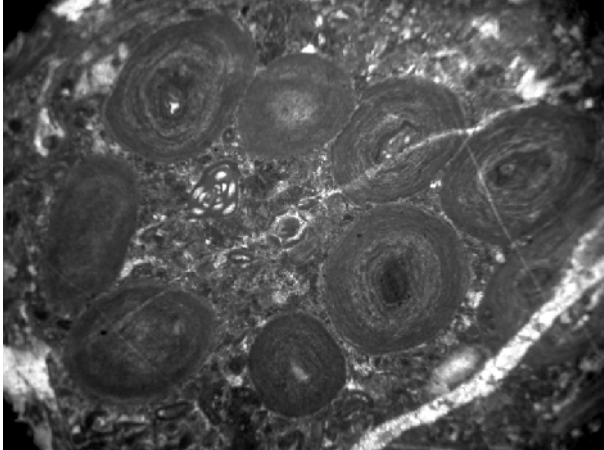
Especies	Aptiano	Albiano	Cenomaniano	Turoniano
<i>Orbitolina (M) / texana</i>				
<i>Nummoloculina heidi</i>				
<i>Pseudorhapydionina chiapanensis</i>				
<i>Merlingina cretacea</i>				
<i>Nummoloculina regularis</i>				
<i>Dicyclina schlumbergeri</i>				

Tabla 3 BIOESTRATIGRAFIA

NOMBRE DE LA SECCIÓN	UBICACIÓN	EDAD	IMAGEN	
<i>Orbitolina</i> (<i>Mesorbitolina</i>) <i>texana</i>	Formación Cobán (cuenca Peten Sur).	Aptiano-Albiano medio		
Calizas con <i>Nummoloculina heimi</i>	Formación Cobán (cuadrángulo Cobán).	Aptiano-Albiano medio		
Calizas con <i>Pseudorhapydionina</i> <i>chiapanensis</i> y <i>Nummoloculina</i> <i>heimi</i> ,	Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).	Cenomaniano		

Calizas con <i>Dicyclina schlumbergeri</i>	Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).	Cenomaniano		
Calizas con <i>Rotalipora cushmani</i> , MORROW	Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán)	Cenomaniano		

<p>Calizas con <i>Merlingina cretacea</i> <i>HAMAQUI & SAINT</i> <i>MARI,</i></p>	<p>Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).</p>	<p>Cenomaniano</p>	
<p>Calizas con <i>Nummoloculina</i> <i>regularis</i> PHILIPSON Y <i>Biloculina</i> sp,</p>	<p>Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).</p>	<p>Cenomaniano</p>	

<p>Calizas con <i>Cuneolina pavonea parva</i> d'ORBIGNY</p>	<p>Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).</p>	<p>Cenomaniano</p>	
<p>Calizas oolíticas</p>	<p>Formación Cobán Superior (cuadrángulo Cobán).</p>	<p>¿?</p>	

BIBLIOGRAFIA

Donnelly T. et, al. 1990. Northern Central América; The Maya and Chortis Blocks. US. Geological Society of America. Capítulo 3. Traducido por: Mauricio Chiquín Y.

Millan, S.M., 1985. Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro. Traducido por Mauricio Chiquín Y.

Archila M., Carballo M.A, De la Cruz J., Franco J., López L. y Matias R., Facies Hidrocarburíferas del Cretacico Superior en la Cuenca Peten de Guatemala.

Michaud F., Fourcade E., Azema J., Carballo M.A., Franco J.C., 1992. Cretácico Medio y Superior de la Parte Meridional del Bloque Maya (Guatemala).

Michaud, F., Fourcade, E., J. Azema, M.A. Carballo Hernández y J.C. Franco Agustín 1992. El Cretácico medio y superior de la parte meridional del Bloque Maya (Guatemala). Journal of South American Earth Sciences. Vol. 5, No. ¾. Pp 229-236.

Pokorny, V. Principles of Zoological Micropaleontology. Vol. I, II y III.

Michaud, F., 1987. Stratigraphie et Paléogographie du Mésozoïque du Chiapas (Sud-Est du Mexique). Thèse Doctorale de l'Université de Paris 6/Mémoire Stratigraphie 6, Paris, France, 300 p.

Michaud, F., Fourcade, E., Gutierrez Coutino, R., 1984. Peudorhapydionina chiapasensis, nov. sp., nouveau foraminifère du Cénomanién du Mexique. Geobios 17 (1), 33-39.

Michaud, F., Fourcade, E., Gutierrez Coutino, R., 1984. Peudorhapydionina chiapasensis, nov. sp., nouveau foraminifère du Cénomanién du Mexique. Geobios 17 (1), 33-39.

Jacques, Butterlin 1981. Claves para la determinación de macroforaminíferos de México y del caribe, del Cretácico superior al Mioceno medio. I.M.P. pag. 219.

Bonet, Federico, 1956. Zonificación Microfaunística de las Calizas Cretácicas del Este de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. No. 7y8. Volumen VIII. 100 Pag.

FORMACION CAMPUR

Luis Felipe Valiente¹
Paola Mariana Ligorria Macz²

1 y 2 USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010

AUTOR

Propuesta formalmente por Vinson 1962, a una secuencia de rocas que cubren conformable y gradualmente a la Formación Cobán La formación había sido previamente llamada y definida por J.P. Gallagher en reportes sin publicar de la Esso Standard (Guatemala).

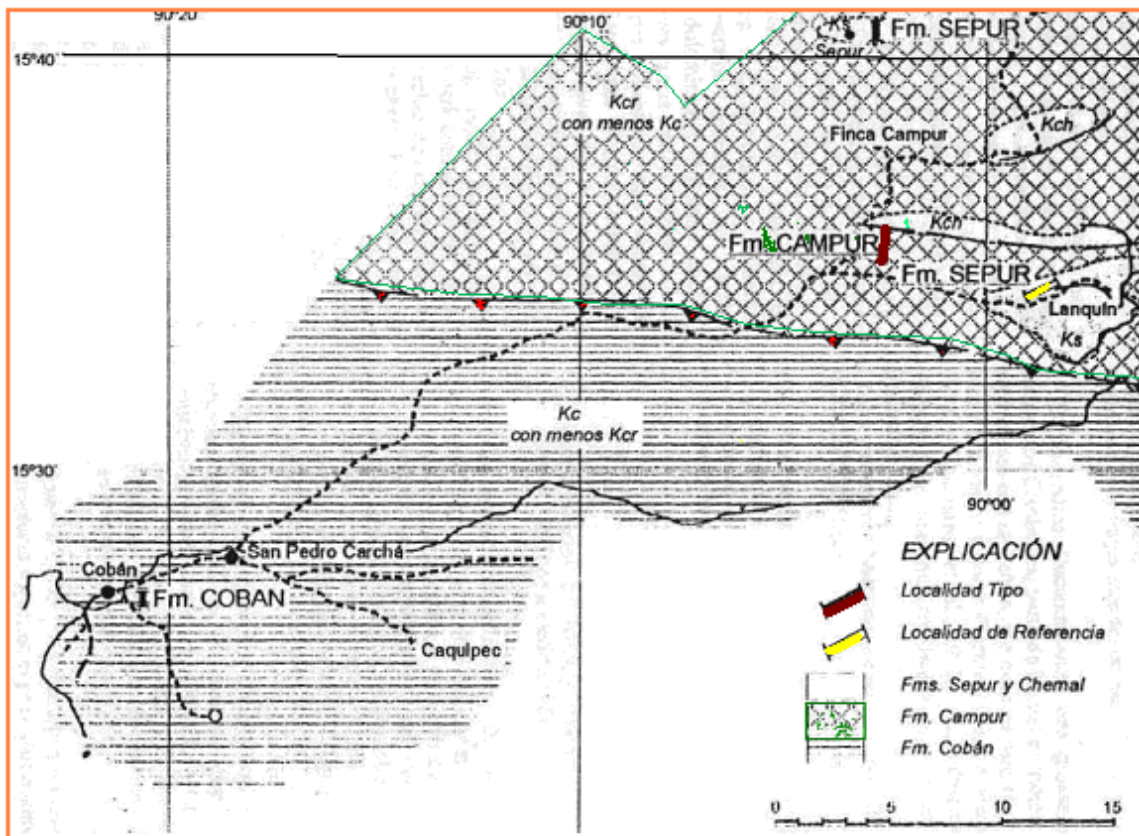
Tabla 1 Principales características de la Formación Campur según Fourcade 1999

Edad	Miembros	Litofacies	Microfauna
Campaniano Temprano Tardío	- Miembro superior	Lutitas calcáreas Wackestones Nódulos de pedernal Dinoflagelados calcáreos	<i>Phitonella ovalis</i> , <i>P. Sphaerica</i> . Foraminiferos planctónicos: <i>Globotruncana</i> gr. <i>Linneaina</i> , G. Gr. <i>Bulloides</i> , <i>Globotruncanita</i> gr <i>calcarata</i> .
Campaniano Temprano	Miembro Inferior	Packstone con fragmentos de equinodermos y rudistas. Brechas y conglomerados calcáreos.	Foraminíferos bentónicos: <i>Orbitocyclina minina</i> , <i>Psuedorbitoides</i> sp, <i>Sulcoperculina</i> cf. <i>dickersoni</i> , <i>Vaughamina cubensis</i> Palmer.

LOCALIDAD TIPO

Su sección tipo aflora en el camino que conduce Cobán-Sebol. Esta sección se localiza al sur de la población de Campur en la localidad tipo de la Formación Campur donde aflora en un pequeño sinclinal alargado con eje orientado de este-oeste.

Figura 1 Localidad tipo de la Formación Campur



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

En la sección tipo, se expone un intervalo casi completo pero fallado de 808mt. Secciones completas de referencia cerca de la localidad tipo pueden ser medidas sobre los flancos de la Montaña Chinajá, hacia el norte, sur y este del pozo Chinajá No. 1.

El contacto estratigráfico entre las formaciones Campur y Cobán no fue observado en los flancos del sinclinal. En el flanco sur del mismo las formaciones están en contacto de falla. En esta sección se distingue la siguiente sucesión:

- 13 m de calizas en bancos de aproximadamente 20 cm de espesor, de color crema a amarilla y formando relieves en el paisaje. Son calizas wackestone y packstone y contienen fragmentos de equinodermos, rudistas y grandes foraminíferos *Sulcoperculina vermunti*, *Torreina torrei*, *Pseudorbitoides* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Vaughanina cubensis*, *Orbitocyclina minima* (determinación J. Butterlin).
- 2 a 3 m cubiertos.

- 14 m de calizas de color verde pistacho cambiado a rosa hacia la cima y nódulos de pedernal concentrados hacia la base. La caliza varía de wackestone a packstone. Esta caliza es muy rica en foraminíferos planctónicos (*Globotruncana* gr. *linneiana*, G. gr. *bulloides*, G. gr. *area*, *Globotruncanita* gr. *stuartiformis*, G. gr. *calcarata*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Globigerinelloides* sp.) (determinación J. P. Bellier).
- 1.5 m de margas verdes. Los lavados revelaron la presencia de *Globotruncana* gr. *linneiana*, G. gr. *area*, G. gr. *caliciformis*, G. gr. *ventricosa*, *Globotruncanita* gr. *stuartiformis*, G. gr. *sub-spinosa*, G. gr. *calcarata* (determinación J. P. Bellier).
- 2 m de caliza rosa en pequeños bancos con *Globotruncana* gr. *linneiana*, G. gr. *area*, *Globotruncanita* gr. *stuartiformis*, G. gr. *calcarata* (determinación J. P. Bellier).

En Campur así como al oeste, en Los Cuchumatanes o al este, en la región de Senahú y al norte de Lago de Izabal, cerca de Río Sauce, los suscritos reconocieron, arriba de calizas con *Dicyclina schlumbergeri* de la Formación Cobán:

- Un miembro de 20 m de packstones blancos con remanentes de Equinodermos y Rudistas, Foraminíferos bénticos (*Sulcopercidina vermunti*, S. Cf *dickersoni*, *Vaughanina cubensis*, *Orbitocyclina minima*, *Pseudorbitoides* sp., *Torreina torrei*) que no pueden ser anteriores al Campaniano.
- Un segundo miembro de aproximadamente 20 m de espesor de mudstone a wackestone, con capas cherticas y nódulos conteniendo abundantes Pitonelidos y Foraminíferos planctónicos: *Globotruncana* gr. *linneiana* G. Gr. *bulloides*, G., gr. *area*, *Globotruncanita* gr. *stuartiformis*, *Globigerinelloides* sp. En Campur, hacia el tope de este miembro, se encuentra un horizonte de margas verdes con contenido de *Globotruncana* gr. *linneiana*, G. Gr. *area*, G. Cf *caliciformis*, *Globotruncanita* gr. *Stuartiformis*, G. Gr. *elevata* y G. Gr. *calcarata*. Este miembro puede ser relacionado al Campaniano tardío superior (Zona *calcarata*).
- Un tercer miembro de 50 m de espesor de brechas atribuidas al Maastrichtiano que contiene clastos de caliza con *Chubbina* sp., *Vaughanina cubensis*, *Sulcoperculina vermunti* y *Orbitoides media*. Estas brechas son claramente visibles en Campur, subyaciendo las margas verdes de la Formación Sepur.

Por encima de la Formación Campur se distinguen:

- 10 a 15 m cubiertos.
- Aproximadamente 9 m de brecha gruesa con cemento calcáreo, pobremente expuesta. Se encuentran aquí fragmentos de caliza con *Chubbina* sp. y numerosos foraminíferos incluyendo *Orbitocyclina minima*, *Vaughanina* sp., *Pseud-orbitoides*, *Sulcoperculina globosa*, *S. vermunti*, *Orbitoides media*, *Torreina torrei*, y *Dicyclina schlumbergeri*.
- 50 m cubiertos.
- 5 m de brecha de capas gruesas de calizas de plataforma con rudistas y *Chubbina* sp. acompañados de *Vaughanina cubensis*, *Sulcoperculina vermunti* y *Orbitoides* sp.

LITOLOGIA

La Formación Campur consiste principalmente en calizas café grisáceo a pardo, gris, depositadas en ambientes asociados a arrecifes. Tiene cantidades menores de dolomita y, localmente, está interestratificada con láminas delgadas de lutita, limolita y brecha de caliza y conglomerado.

Su límite con la subyacente Formación Cobán ha sido mal interpretado debido a la brevedad de la descripción original: "caliza gris pardo interestratificada con listas delgadas de lutita, limolita y brecha y conglomerado de caliza" con contenido de Rudistas y Foraminíferos: *Stensionia* sp., *Siderolitos*, *Valvulammina*, *Globotruncana calcarata* y *Globotruncana linneiana* (Vinson, 1962). Es muy fosilífera en cuanto a rudistas y miliólidos; posee una fauna típica de antearrecife, esta última característica es la que la diferencia de la Formación Cobán. Vinson atribuyó esta formación al Coniaciano - Campaniano.

La unidad litológica que compone la Formación Campur ha sido referida a la literatura como "Calizas Rudísticas" o "Cretácico Superior" (Sapper, 1937). En Guatemala los geólogos petroleros han usado, además del término "Formación Campur", los nombres "Formación Cojaj", y Formación San Cristóbal como sinónimos. Cojaja es una aldea en Alta Verapaz cerca de la localidad tipo Campur.

FOSILES

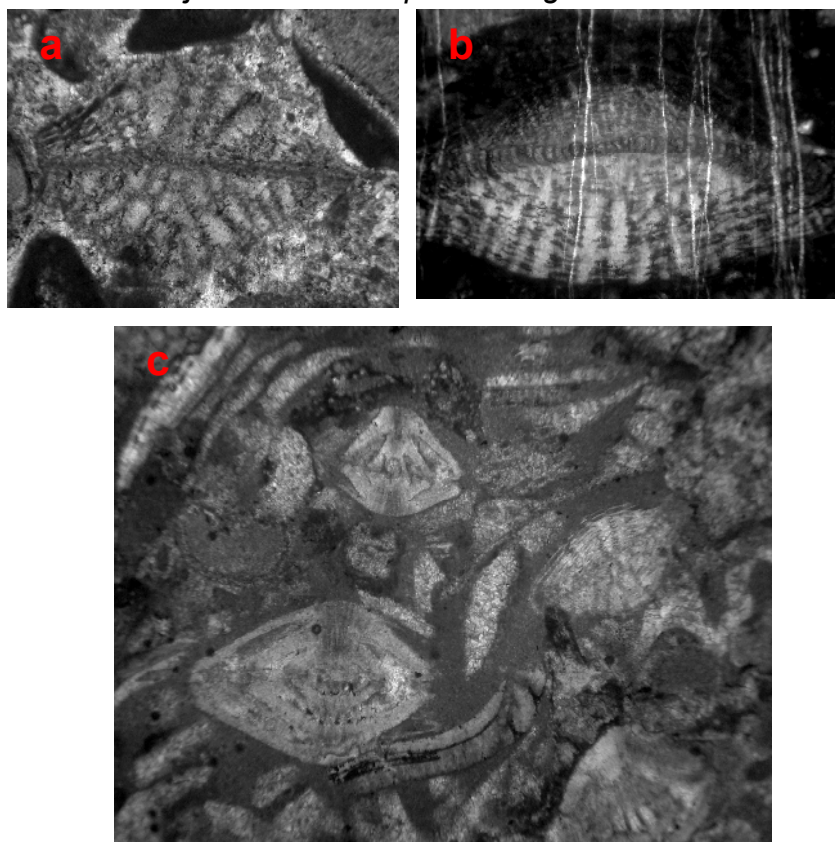
La formación Campur se caracteriza por una abundancia de Rudistas, y de microfósiles foraminíferos: *Sulcoperculina vermunti*, *Stensionia* sp., *Siderolitos*

spp., *Valvulammina sp.*, *Globotruncana Calcarata*, *G. Linneiana* y *Gumbelina spp.*
(Formas estriadas).

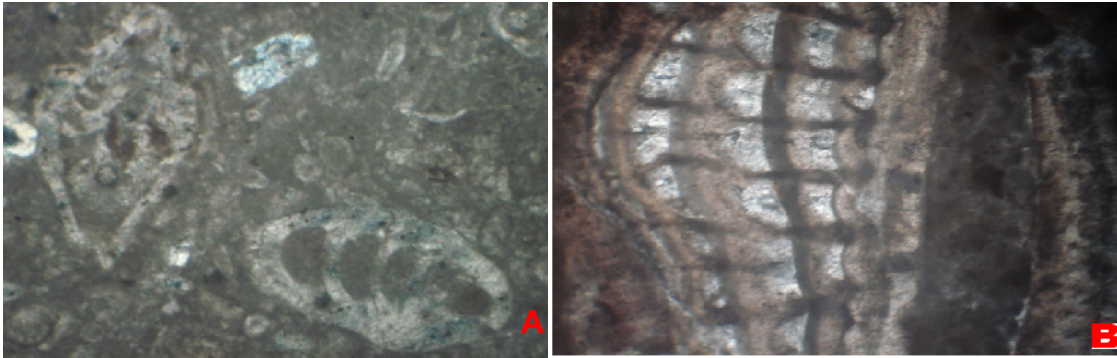
Tabla 2 Distribución estratigráfica de los microforaminíferos encontrados en las Formaciones Campur

Especies	Campaniano		Maastrichtiano	
	Inf.	Sup.	Inf.	Sup.
<i>Globotruncana linneiana</i>				
<i>Globotruncana elevata</i>				
<i>Globotruncana arca</i>				
<i>Globotruncana conica</i>				
<i>Vaughanina cubensis palmer</i>				
<i>Sulcoperculina cf. dickersoni</i>				
<i>Orbitocyclina minima</i>				

Fotografía 1 a. *Vaughamina cubensis* Palmer, b. *Orbitoides apiculata*, y c. *Sulcoperculina vermunti* junto con *Sulcoperculina globosa*. Formación Campur



Fotografía 2 A. Corte de *Sulcoperculina Globosa* y B) Fragmento de rudista. Formación Campur



ESPESOR

El espesor de la formación es muy variable aun en el mismo pliegue; por ejemplo en Nueve Cerros, la Formación varía de 609mt en el sur de la estructura a 2000mt en el norte.

La mayoría del espesor de la sección carbonática Cretácica en Guatemala está dentro de la Cobán. Los espesores son difíciles de estimar por varias razones: (1) en muchas secciones la base no se ve; (2) el contacto Cobán-Campur a menudo no se distingue.

La Formación Campur es de 800 m de espesor en su área tipo pero se adelgaza hacia el sur.

CONTACTOS Y RELACION ESTRATIGRAFICA DE CAMPO

La Formación Campur sobreyace concordantemente a la Formación Cobán, su contacto inferior es transicional en casi su totalidad. En algunas áreas en el departamento de Petén y alrededor de los flancos de las montañas Mayas, existe una discontinuidad mostrando un cubrimiento transgresivo de la Formación Campur sobre la Formación Cobán y formaciones más antiguas.

El contacto estratigráfico entre las formaciones Campur y Cobán no fue observado en los flancos del sinclinal. En el flanco sur del mismo las formaciones están en contacto de falla.

La Formación Sepur que sobreyace a la Formación Campur de edad Campaniano en Guatemala occidental y central podría entonces tener una edad del Maastrichtiano.

El contacto superior con la Formación Sepur presenta contactos bruscos en algunas zonas, mientras que en otras son graduales. En Campur, la formación, la formación está cubierta disconformemente por facies limolíticas y lutíticas de la Formación Sepur.

EDAD

Los niveles de la base de la Formación Campur con *Torreina torrei*, *Orbitoides media*, *Sulcoperculina vermunti*, *S. globosa* pueden ser atribuidos al Campaniano superior-Maastrichtiano.

La asociación de *Globotruncana* gr. *linneiana*, *G. gr. area*, *Globotruncanita* gr. *stuartiformis*, y en particular *G. gr. calcarata* permite atribuir a la Formación Campur en su localidad tipo al Campaniano superior.

Según Fourcade et al., 1999, al miembro inferior se le ha asignado una edad Campaniano temprano y el miembro superior puede ser de edad Campaniano tardío temprano.

NOTAS

La Formación Campur según Vinson (1962) cubre numerosos ambientes de depósitos, que varían desde una plataforma interna (caliza de Alveolinas) hasta una cuenca profunda (caliza de Globotruncanas). Por lo que se refiere a la sección medida en su localidad tipo, la Formación Campur puede ser dividida en dos miembros, un miembro inferior constituido por las calizas de plataforma externa con rudistas y grandes foraminíferos béticos, y un miembro superior representado por las calizas con nódulos de pedernal y Globotruncanides.

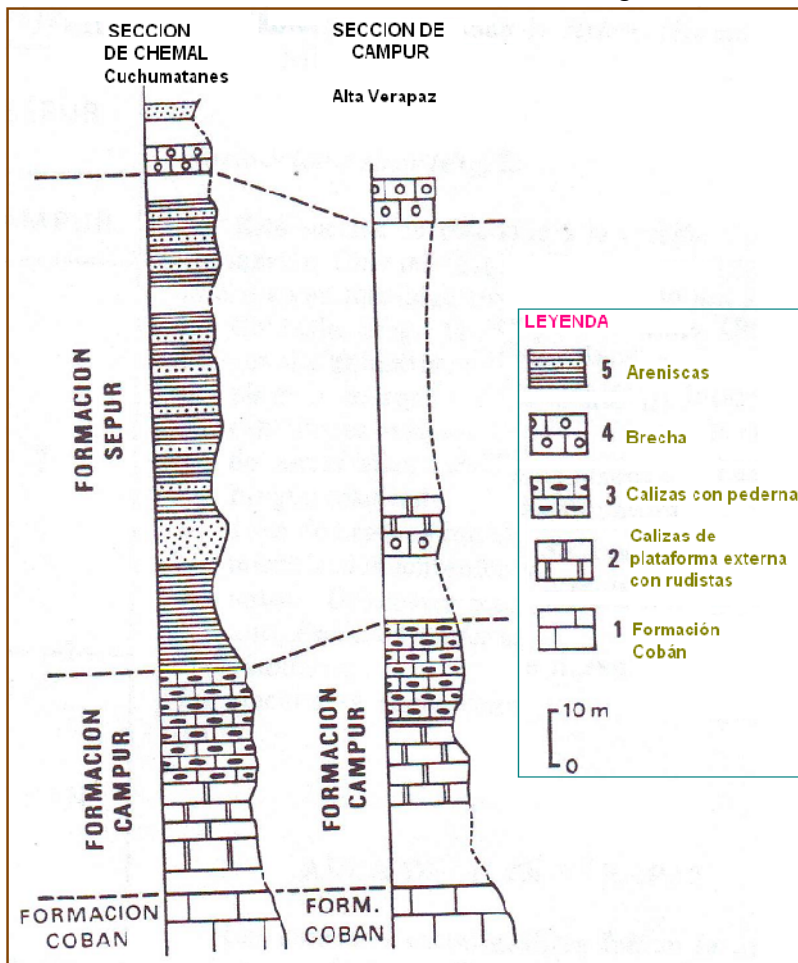
Un ambiente arrecifal y aguas profundas es sugerido para la Formación Campur. Fourcade et al., 1999, de acuerdo a sus comparaciones realizadas, reasignan aquí con el nombre de Formación Angostura a las calizas de rudistas y alveolinidos de edad Campaniana-Maastrichtiana anteriormente identificadas como Formación Campur en la cuenca Petén Sur.

La Campur se diferencia de la Cobán por los microfósiles y su estratificación, características litológicas y de meteorización. La Campur, además de ser distintamente de estratificación más delgada y más lisa, es también considerablemente de textura más fina y comúnmente sublitográfica.

Estos dos miembros pueden ser claramente distinguidos también en Los Altos Cuchumatanes del occidente de Guatemala. Esto sugiere que la parte superior de la Formación Ixcoy de Guatemala occidental corresponde a la Formación Campur de la parte central de Guatemala. La Formación Campur es correlacionable con las formaciones mexicanas de Chiapas (Michaud, 1987).

A continuación se presentan dos secciones levantadas, al lado oeste izquierdo, se presentan las calizas en los Cuchumatanes Huehuetenango y al lado central derecho se presenta la sección levantada en Alta Verapaz según F. Michaud, E. Fourcade, J. Azema, M.A.

Figura 2 Columna Litológica de la sección de Campur en el área de Alta Verapaz y sección Chemal en los Cuchumatanes, Huehuetenango.



BIBLIOGRAFÍA

Millan, S.M., 1985. "*Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro*". Traducido por Mauricio Chiquín Y.

Donnelly T. et, al. 1990. "*Northern Central América; The Maya and Chortis Blocks. US. Geological Society of America*". Capítulo 3. Traducido por: Mauricio Chiquin Y.

Fourcade et al, 1994. "*Datación del establecimiento y sumergimiento de la Plataforma Carbonatada, y del Cabalgamiento de las Ofiolitas sobre el Bloque Maya durante el Mesozoico*". Traducido por Mauricio Chiquín Y.

Moran Ical, S. D. "*Microfauna de las calizas cretácicas de la parte Norcentral de Guatemala*". Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología. Guatemala. 2005

Michaud F., Fourcade E., Azema J., Carballo M.A., Franco J.C., "*Cretácico Medio y Superior de la Parte Meridional del Bloque Maya (Guatemala)*". 1992.

Scott, R. W. "*Cretaceous Rudists of Guatemala*". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 12, número 2, 1995, p. 294-306. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, México, D.F

Fourcade, E., Piccioni, L., Escriba, J. and Rosselo, E. "*Cretaceous stratigraphy and palaeoenvironments of the Southern Peten Basin, Guatemala*". Septiembre 1999.

FORMACIÓN ANGOSTURA

Dulce Corazón de Teresa Leal Sosa

1 y 2 USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010.

LOCALIDAD TIPO

No hay localidad tipo designada.

AFLORAMIENTO Y EXTENSION

La formación Angostura está expuesta al Sur de la cuenca Petén en Guatemala. Atraviesa el área de SW a NE

LITOLOGIA

Consiste en wackestones, packestones y grainstones. Predomina el color gris claro, rocas fosilíferas de biomicrita a biomicrudita y calcarenita

FACIES

Facies de plataforma.

FOSILES

Contiene foraminíferos bentónicos (*Accordiella conica*, *Chubbina jamaicensis*, *Fleuryana adriatica*, *Kathina jamaicensis*, *Cuneolina pavonia*, *Nezzazatinella picardi*, *Dycyclina schlumbergeri*, *Praethapydionina cjbana*, *Pseudonummoloculina irregulars*), rudistas (*Biradiolitos cf. Jamaicensis*, *Sauavagesia macroplicata*) y algas (*Thaumatoropella parvovesiculifera*, *Diversocallis undulatus*, *Acropella chiapasis*) de edades que van del campaniano tardío al maachtristiano (Fourcade et. Al 1999).

Los principales fósiles son los miliólidos (*Nummuloculina sp.* *Globotruncana ventricosa*, *Globigerina sp.*, *Trochamminidae*, *Discorbidae*, *Pseudorhapydionina sp.*)

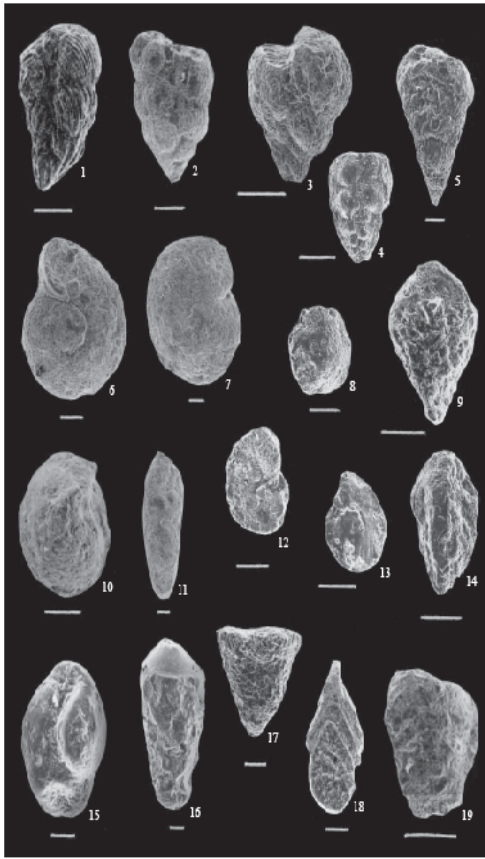


Figure 4. Planatic (1–5) and bivalve (6–19) foraminifera from the Oroscoense Formation (early Messinian). Scale bar 100 μm. 1: *Pseudogammarina ovalata* (Cukraz) (S-2011a); 2: *Pseudostellaria intermedia* DeFrenx (S-2016); 3: *Psittorthis globulosa* (Ehrleberg) (S-2016); 4: *Pseudogammarina kempneri* Etker (S-2011b); 5: *Pseudostellaria elegans* (Rakic) (S-2016); 6, 7: *Chubbina* sp. (Witz) (S-2011); 8: *Alphelmina* sp. PI

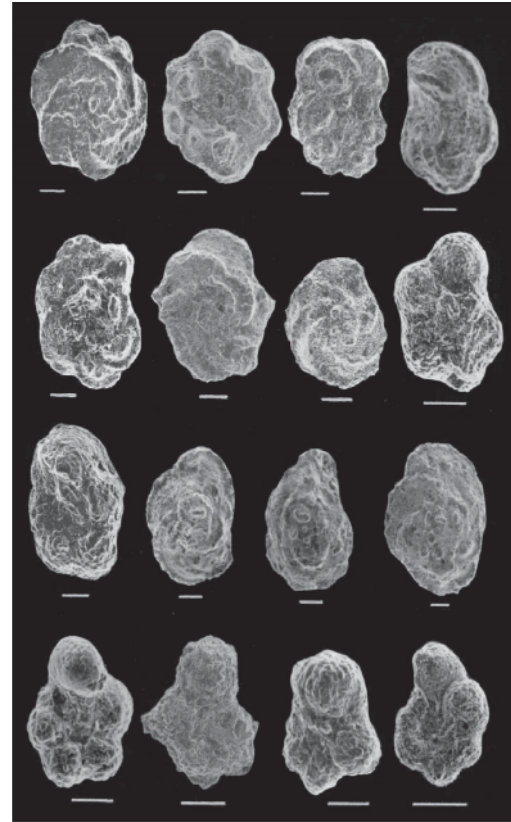


Figure 3. Planatic foraminifera from the Oroscoense Formation (early Messinian). Scale bar 100 μm. 1: *Gibbaturricula jubbini* Sigal (S-2016); 2: *Gibbaturricula ovalis* Vogt (S-2011); 3: *Gibbaturricula aegyptiaca* D'Alagni (S-2011); 4: *Gibbaturricula ovalis* (Cukraz) (S-2011); 5: *Gibbaturricula subquadrata* (Pavani) (S-2011); 6: *Gibbaturricula nigra* (Candil) (S-2011); 7: *Gibbaturricula subquadrata* (Candil) (S-2011); 8: *Gammarina gamsari* (Bell) (S-2016); 9: *Conuocameroceras planum* (Candil) (S-2011); 10: *Conuocameroceras planum* (Candil) (S-2011); 11: *Conuocameroceras formosum* (Pavani) (S-2011); 12: *Pygospiligerina hockeysmithi* Erdem (S-2011); 13: *Planorbina nicholi* Britannica (S-2011); 14: *Pygospiligerina rugosa* (Pavani) (S-2011); 15: *Obolus* sp. (Witz) (S-2011); 16: *Obolus* sp. (Witz) (S-2011); 17: *Obolus* sp. (Witz) (S-2011).

Biohorizonte con *Chubbina*: está formado por packstone y grainstone con *Chubbina* y otros alveolínidos del tipo de Praealveolina y Subalveolina, así como miliólidos, pellets, textuláridos, rotálidos grandes y ostrácodos. Representa un ambiente de plataforma restringida, lagunar; por su contenido microfaunístico y por su posición estratigráfica. Se asigna al Maachtristiano



Chubbina en sección delgada. (126 mm). Formación Angostura. María del Carmen Rosales Domínguez

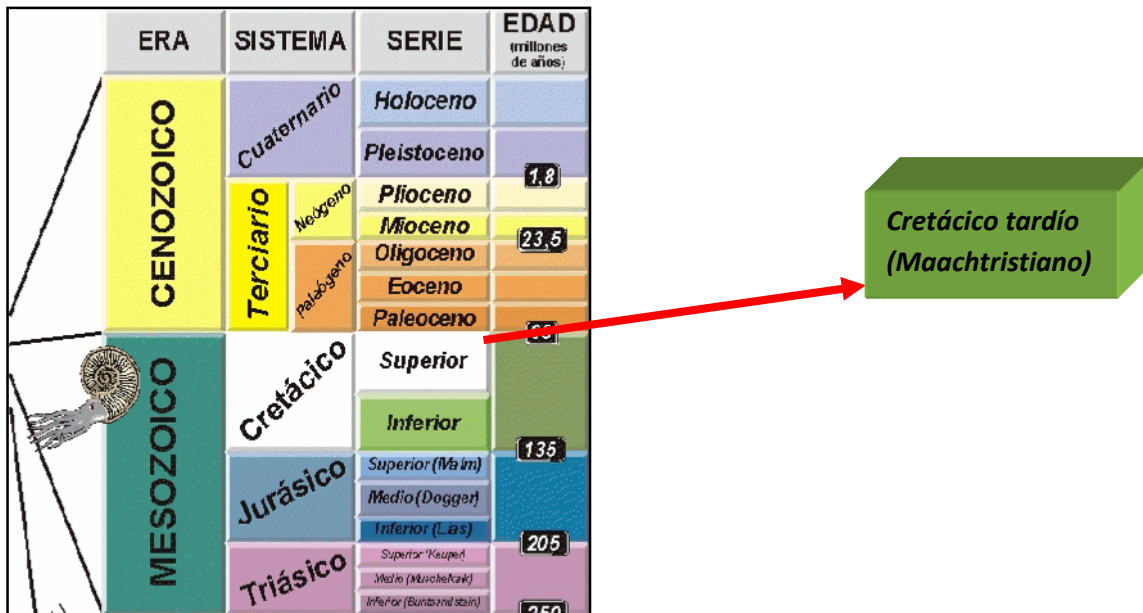
CONTACTOS

En Guatemala es indistinguible de la formación Campur, sin embargo se encuentra sobreyanciando a ésta y sobre sí se encuentra el grupo Verapaz (iniciando con la formación Sepur).

En México la formación Angostura está en contacto de bajo grado con la formación Sierra Madre. El contacto superior ocurre con la formación Soyaló

EDAD

Según la Fourcade et. Al (1999) la edad de la formación es Maachtristiana, ésta ocurre en la misma posición litoestratigráfica entre las dolomías de la formación Cobán y los sedimentos siliciclásticos de la formación Sepur (Vinson 1962, Archila et. Al 1990, Donelly et al, 1990, Michaud et al, 1992, Scott 1995, Stinnesbeck et al, 1997, Fourcade et al 1999).



ESPESOR

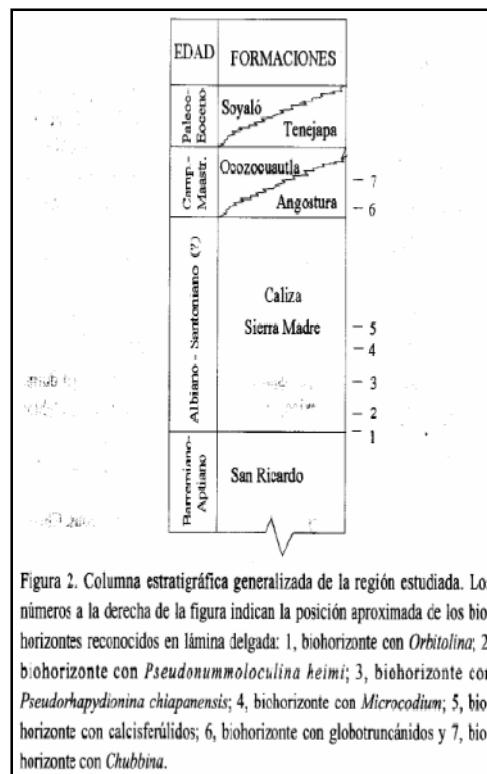
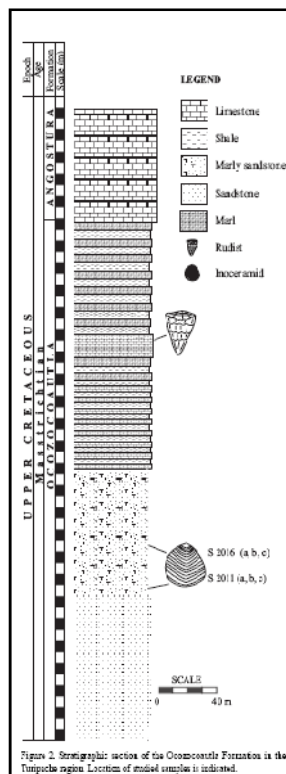
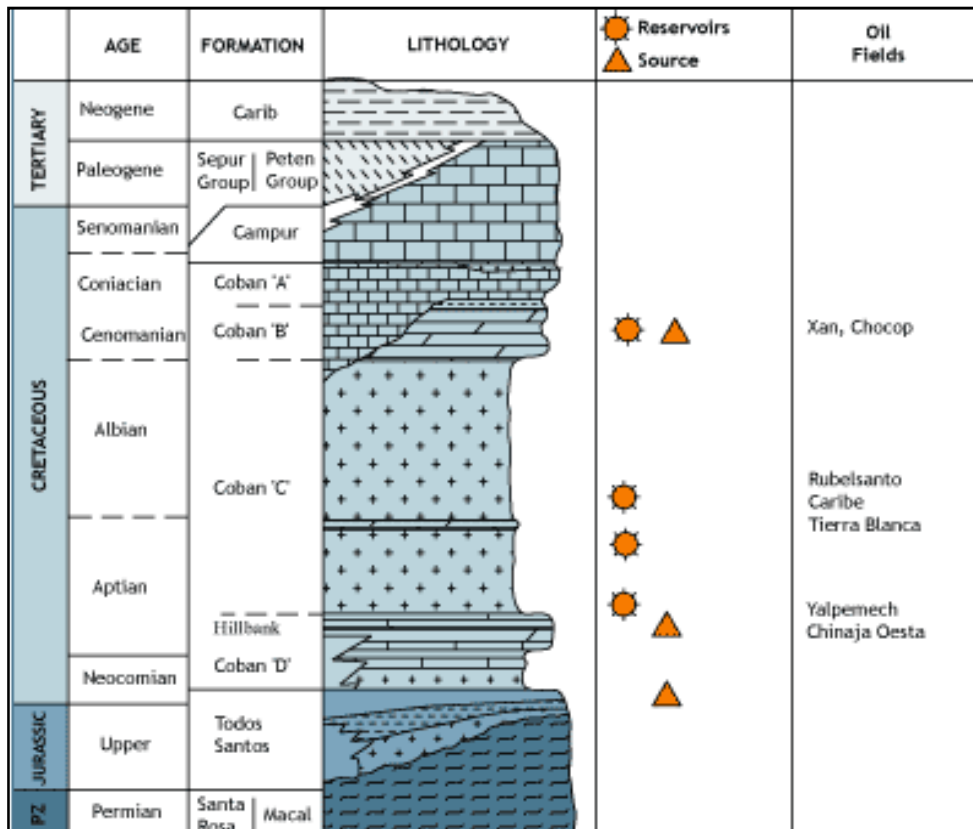
El espesor es de 300 a 350 m

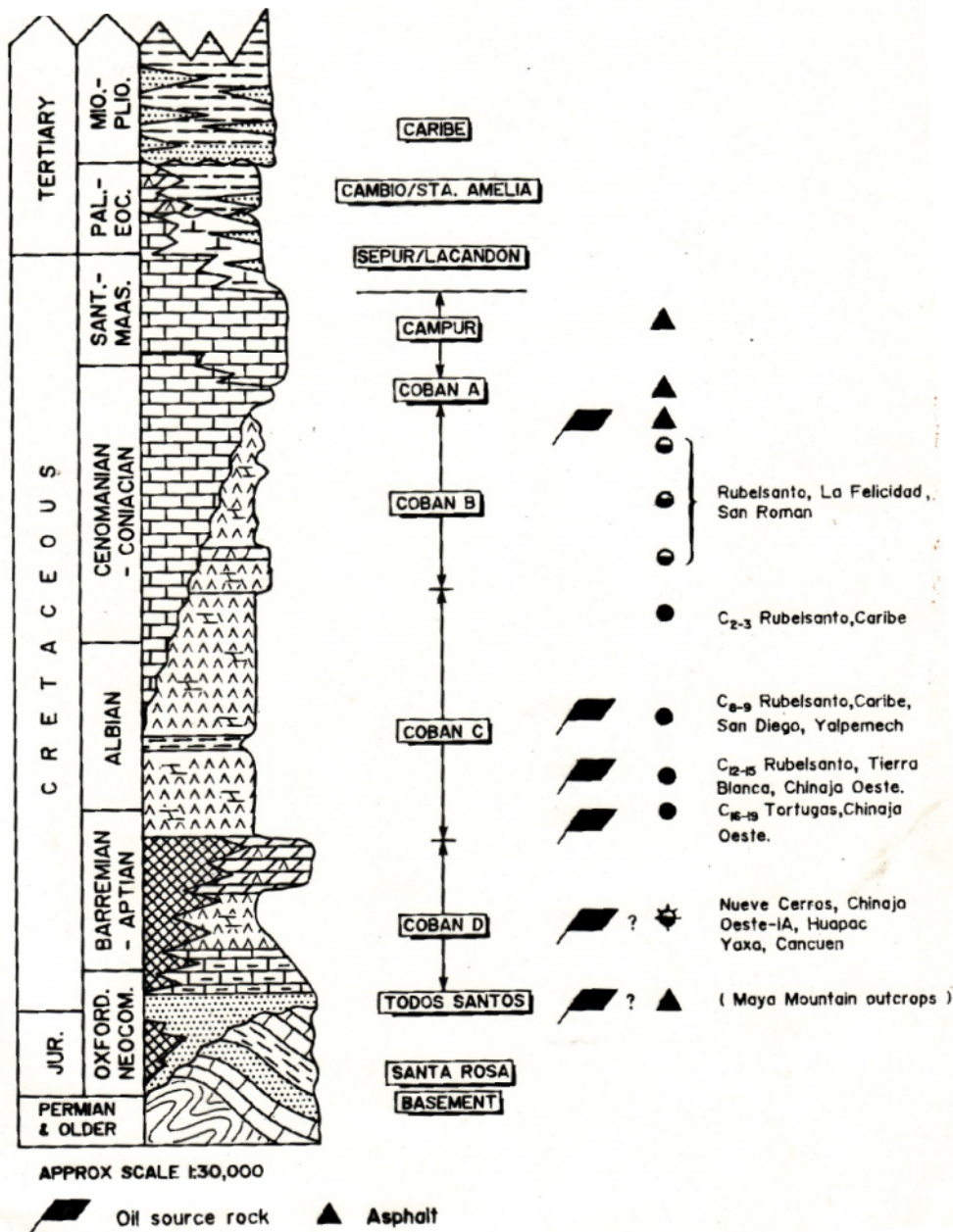
EQUIVALENCIA ESTRATIGRAFICA Y CORRELACIONES

La litología y los principales constituyentes de la formación Angostura y la formación Campur son similares: wackestones, packstones y grainstones conteniendo foraminíferos bentónicos, rudistas y equinodermos. Se encuentran asociados a los depósitos y levantamiento de los mismos carbonatos del bloque Maya. De acuerdo con la descripción de la Fourcade et al (1999), las formaciones Campur y Angostura son indistinguibles, se refieren muchas veces a una misma unidad litoestratigráfica, es decir como la formación Campur la cual fue definida primero por Vinson (1962) en Guatemala.

Es correlativa con la formación Angostura en México y con la formación Ocozocoautla (aunque la formación Angostura tiene predominantemente globotruncánidos mientras que la en la Angostura predomina el género *Chubbina*)

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (FORMACIÓN ANGOSTURA)

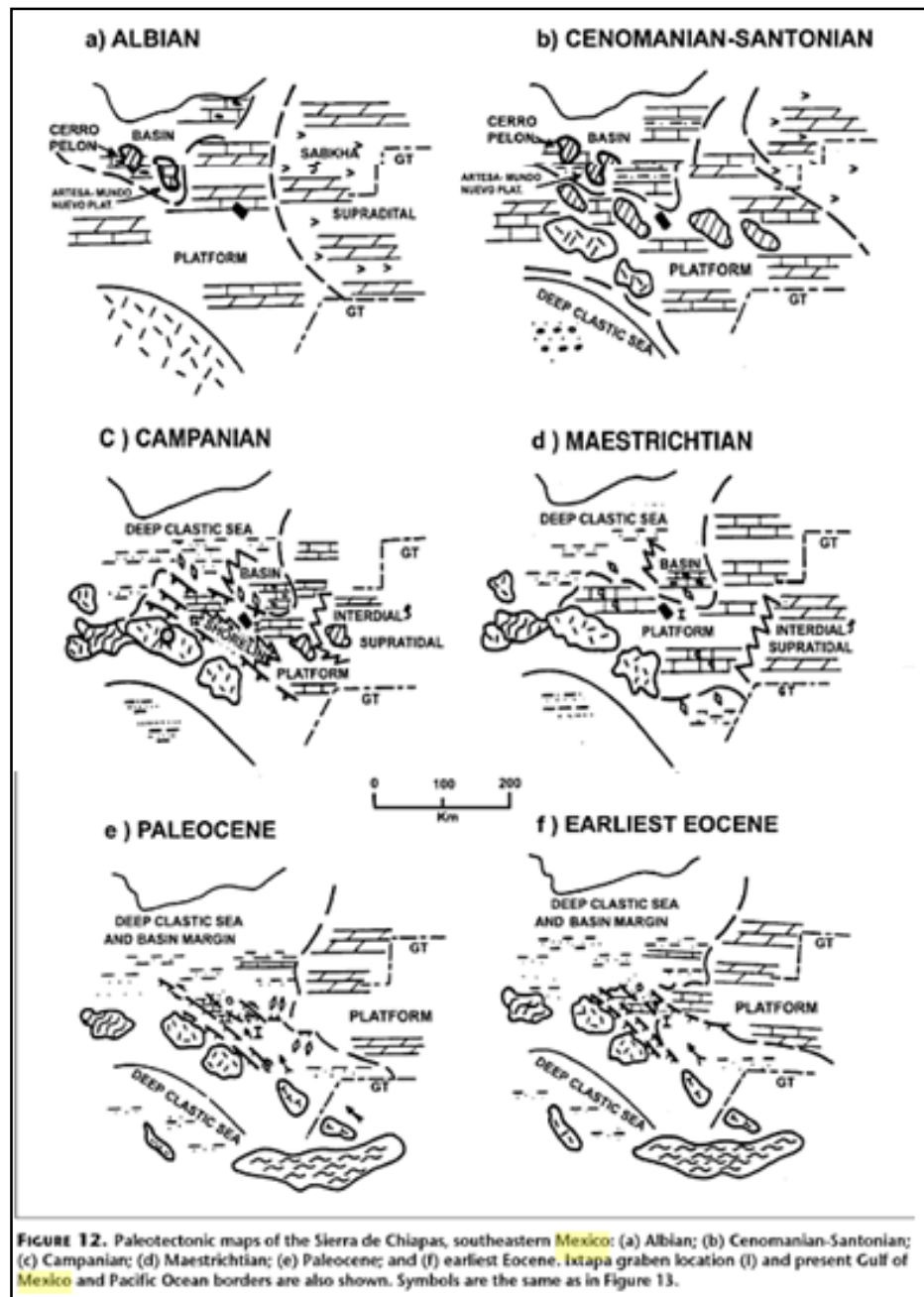




AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

La formación Sierra Madre junto con la formación Angostura representan un segundo orden de transgresión y regresión en un área de margen pasivo donde los depósitos indican la sucesión de varios ambientes, incluyendo fluvial, salino y carbonatos de plataforma marina somera. La subsidencia y los cambios en el nivel del mar y los levantamientos tectónicos controlan la sedimentación

La formación Sierra Madre junto con la formación Angostura en México, van de ambiente de intraplataforma supramareal a continental.



FORMACION ACTELÁ

Luis Felipe Valiente¹
Paola Mariana Ligorria Macz²

1 y 2 USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010

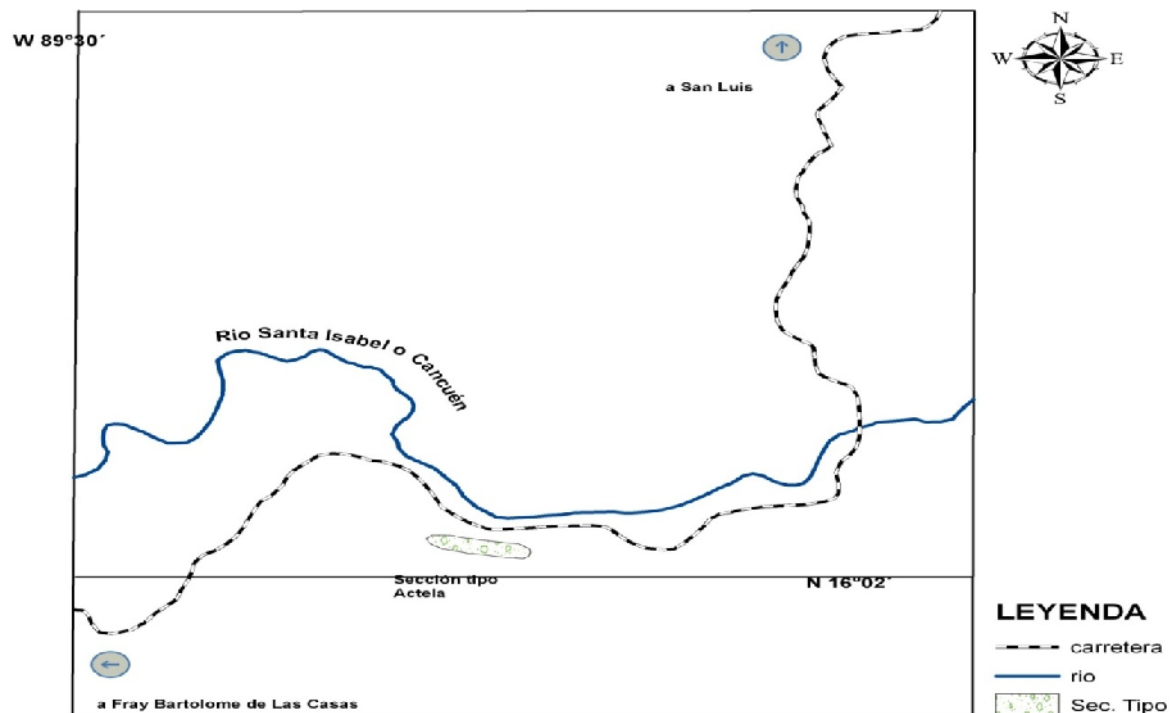
AUTOR

La sección Actelá fue descrita por primera vez por Stinnesbeck et al (1997) y posteriormente reportada por Fourcade et al (1999).

LOCALIDAD TIPO Y SECCIÓN

La sección tipo se localiza en el departamento de El Petén, 1 kilómetro al Este de la aldea Actelá, cerca del Río Cancuén al Sur del camino que conduce de San Luis a Fray Bartolomé de las Casas.

Figura 1 Localidad tipo de la sección de la Formación Actelá, expuesta al Sur del Río Santa Isabel o Cancuén.



LITOLOGIA

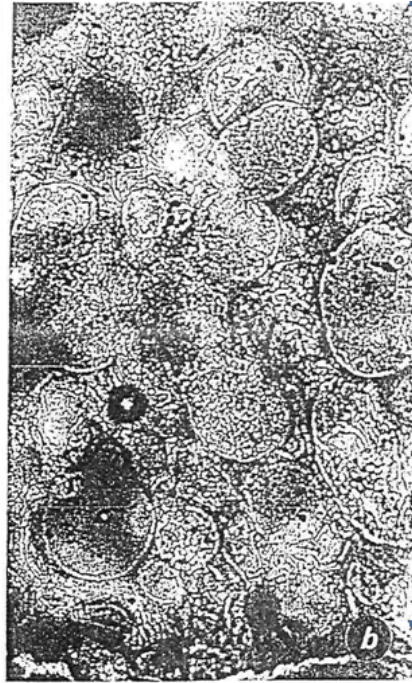
La Formación Actelá puede subdividirse en tres unidades:

- La Unidad 1 consiste de packstones de rudistas a wackestones con foraminíferos.
- La Unidad 2 comprende 13 metros de brechas calcáreas con clastos de caliza, los cuales pueden alcanzar diámetros de 20-70 cm. Contiene microfósiles retrabajados, siendo abundantes los fragmentos de rudistas. Estos clastos derivados de plataforma, generalmente son fragmentos de rudistas o de packstones y wackestones con foraminíferos del Maastrichtiano Superior.
- Los dos metros superiores de la Formación comprenden la Unidad 3. Las brechas de caliza de este nivel están compuestas de clastos más pequeños, de 2 a 3 cm de diámetro, aunque en la parte más baja de la Unidad pueden ocurrir clastos de 12 cm de diámetro.

Estos clastos de tamaño de guijarro son principalmente subangulares y comprenden packstones del Maastrichtiano superior. Son comunes fragmentos de rudistas, nanofósiles calcáreos y dinoflagelados. La matriz es de lutita y diseminadas por la roca, pueden encontrarse esférulas de vidrio alteradas. En la parte superior de la plataforma de sedimentos calcáreos del Maastrichtiano, contiene remanentes del impacto de Chicxulub: esférulas de vidrio (tectitas) y alteración de arcilla (montmorillonita cheto), junto a una alta concentración de Iridio, sugiriendo que las brechas resultaron de los depósitos de fluido gravitacional producido por las fuertes ondas sísmicas hechas por el impacto del bólido K/T.

Las brechas correspondientes a la Unidad 3 contienen foraminíferos planctónicos, los cuales indican que su edad es Daniano temprano. Las brechas inferiores de la Unidad 2, contienen solamente foraminíferos bentónicos retrabajados de edad Maastrichtiano tardío.

Fotografía 1 Esférulas de vidrio alteradas en una microbrecha de caliza.



ESPESOR

Esta Formación muestra un cambio abrupto lateral en su espesor sobre una corta distancia a más de 50mts en Chisec hasta 15mts en la sección tipo a nada como en la sección del Ceibo.

CONTACTOS

Esta formación yace discordantemente a las calizas de rudistas de la Formación Angostura, el límite inferior están bien marcado por una base erosional. El límite litoestratigráfico de la Formación Actelá ocurre en el tope de las microbrechas. Los depósitos de caliza brechados de la formación están sobreyacidos por la Formación Sepur.

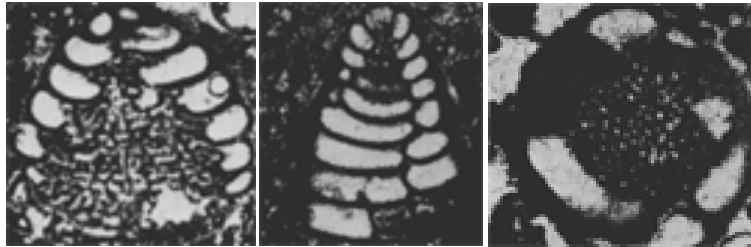
EDAD

Daniano Temprano, coincidiendo, en la parte baja de la formación, con el límite Cretácico-Terciario.

FOSILES

Fragmentos de Rudistas, foraminíferos bentónicos.

Fotografía 2 Chubina jamaicensis, Eoglobigerina fringa y/o Parvularugoglobigerina eugubina. Zona Eugubina.



AMBIENTE DEPOSICIONAL

Los depósitos fueron producto del impacto marino Chicxulub. Tectonismo y disminución del nivel del mar, donde esa onda sísmica fue producto del impacto del asteroide en Yucatán y el final del período Cretácico.

FIGURA 2 Columna Estratigráfica de la Fm. Actelá, en Guatemala en un Banco de Ríos y su correlación con la Formación Santa Teresa en Belice

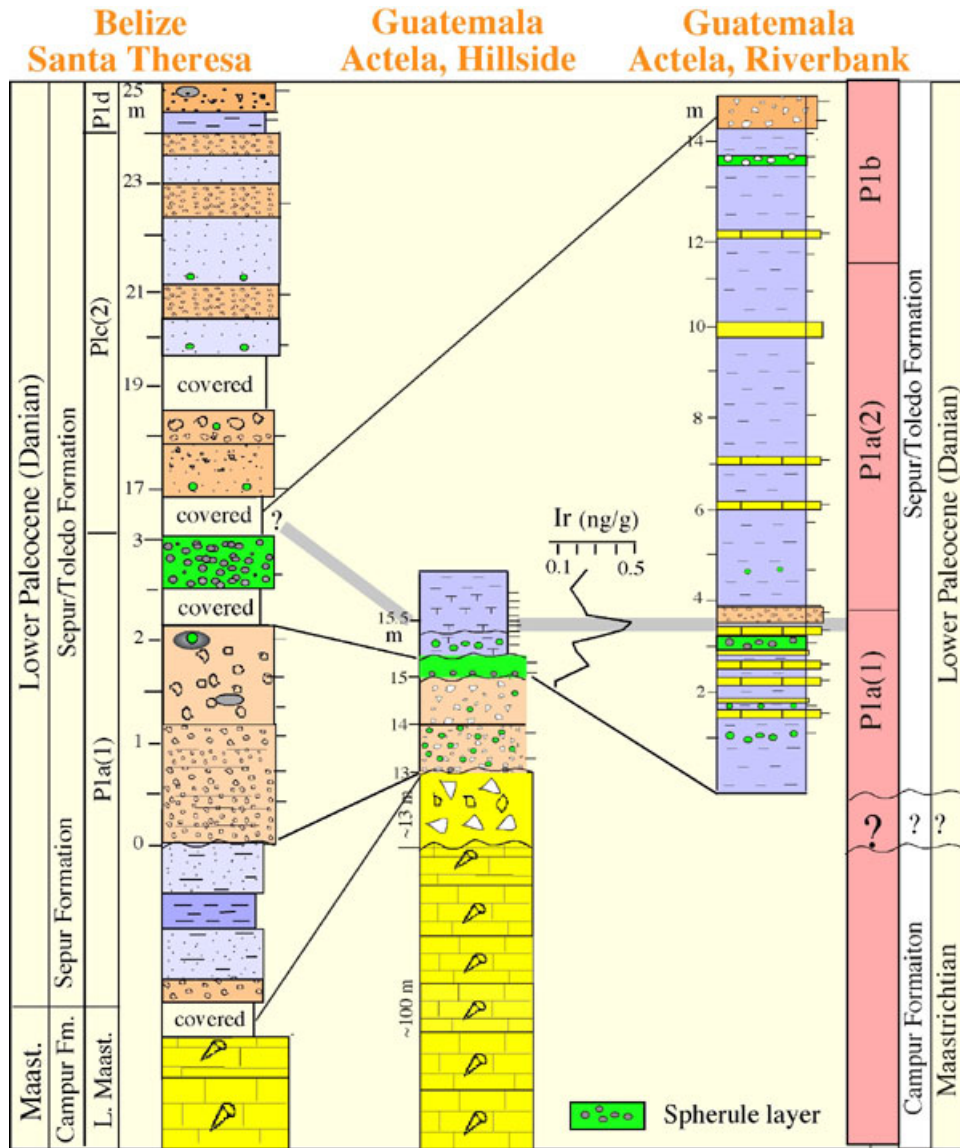
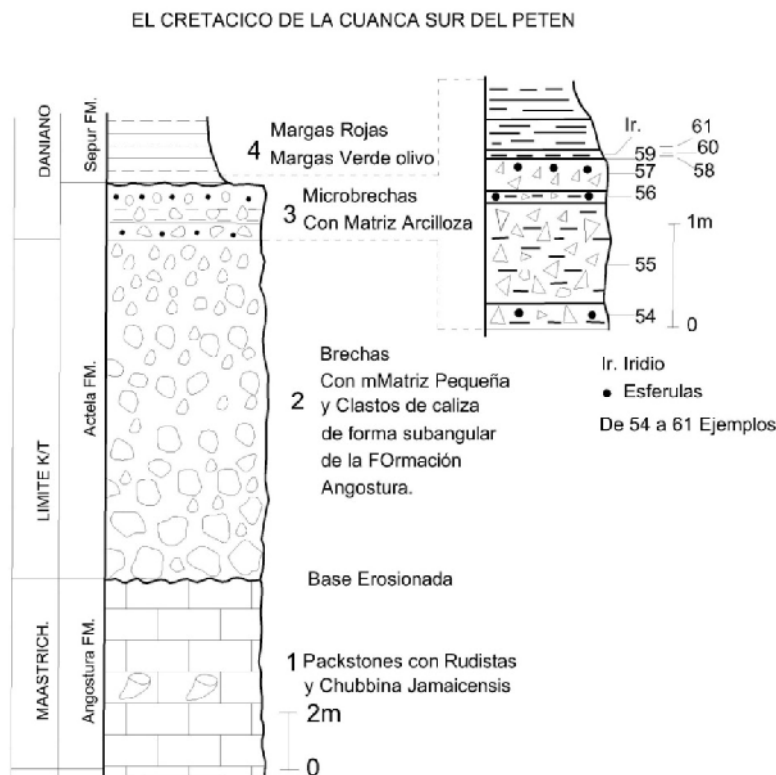


FIGURA 3 Columna Litoestratigráfica de la Formación Actelá, obtenida de la sección tipo ubicada en Petén. Unidad 1; Unidad 2, Unidad 3 y Unidad 4.



NOTAS

En la parte superior de la plataforma de sedimentos calcáreos del Maastrichtiano, contiene remanentes del impacto: esférulas de vidrio (tectitas) y alteración de arcilla (montmorillonita cheto), junto a una alta concentración de Iridio, sugiriendo que las brechas resultaron de los depósitos de fluido gravitacional producido por las fuertes ondas sísmicas hechas por el impacto del bólido K/T.

DISTRIBUCIÓN Y CORRELACIÓN

De referencia la Formación Actelá también es apropiada para las brechas de piedra caliza que se producen en otros sitios en la cuenca del sur de Petén, desde la frontera entre Guatemala y Belice a la frontera Guatemala-México, en Chisec, El Caribe (Hildebrand *et al.*, 1993; Fourcade *et al.*, 1997, 1998; Stinnesbeck *et al.*, 1997; Debrabant *et al.*, 1999), y en El Aserradero, cerca de Raxruja (Figura 2; Stinnesbeck *et al.*, 1997). En estas dos últimas localidades, la asociación de la matriz

de arcilla es una esmectita de cristal de alta salinidad, rica en magnesio y una verdadera neoformación de montmorillonita Cheto (Fourcade et al, 1997, 1998; Debrabant et al, 1999). Brechas cerca del límite K/T también conocidas en Chiapas y en el sur de Belice, cerca de Santa Teresa (Figura 2), donde, además ocurren esférulas verdes (J. Smit, pers. com. 1998).

GÉNESIS DEL AMBIENTE DEPOSICIONAL

Las brechas en El Caribe fueron interpretados por un interino Hildebrand (1993) como "depósitos de onda del impacto producidos por el impacto de Chicxulub". Keller & Stinnesbeck (1996) y Stinnesbeck et al (1997) consideran que es el resultado de varios eventos (tectónicos y del nivel del mar, bajo el soporte). Fourcade *et al.* (1997) propone que son coetáneos con los eventos tectónicos y fueron depositados por flujos de gravedad durante el Maastrichtiano. Más recientemente, sin embargo, Fourcade *et al.* (1998) sugirió que las brechas más bajas, la unidad 2, que representan depósitos de flujo por gravedad provocada por la onda sísmica producida por el impacto de un asteroide en Yucatán mueren al final del período Cretácico. Las brechas superiores de Actelá y El Caribe contienen iridio y esférulas retrabajadas de vidrio alterado y se depositaron más tarde, después de este evento, durante Daniano temprano { Zona de *eugubina*). La ocurrencia del impacto sigue siendo, el iridio, esférulas de vidrio, alteración de la arcilla tipo Cheto, y espinelas ricas en Ni (Robin y Rocchia, 1998) en la parte superior de la Formación Actelá sugiere (según Fourcade et al. de 1998, y Debrabant et al, 1999), una relación entre las brechas y el evento cósmico de la estructura de Chicxulub, un cráter de impacto de 195 km de ancho.

Nuestra hipótesis para explicar la acumulación de las brechas es la siguiente: (1) la plataforma marina poco profunda de carbonato de la Formación Angostura se ahogó durante el Maastrichtiano tardío, (2) las brechas de caliza gruesas (unidad 2) se depositaron en el talud inferior por gravedad de los flujos producidos por las ondas sísmicas de un impacto de un asteroide en la península de Yucatán, el evento terminal del Cretácico, (3) la micro-brechas (Unidad 3), con iridio en El Caribe, y esférulas retrabajadas de vidrio en Actelá y El Caribe, se depositaron durante el Daniano temprano (Zona *eugubina*) por los flujos de la gravedad de fueron probablemente inducidos por eventos tectónicos.

BIBLIOGRAFÍA

Moran Ical, S. D. "*Microfauna de las calizas cretácicas de la parte Norcentral de Guatemala*". Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología. Guatemala. 2005

Fourcade, E., Piccioni, L., Escriba, J. and Rosselo, E. "*Cretaceous stratigraphy and palaeoenvironments of the Southern Peten Basin, Guatemala*". Septiembre 1999.

Fourcade, E., Rocchia, R., Gardin, S., Bellier, J. P., Debrabant, P., Masure, E., Robin, E. and Pop, W. T. "*Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous-Tertiary boundary: relationships with the asteroid impact on The Yucatán*". Universidad Pierre et Marie Curie. Departamento de Geología. Paris, France.

GRUPO VERAPAZ

Walter Oliverio Yat Morán
USAC / CUNOR

El grupo Verapaz originalmente descrito en los informes compilatorios de Millan (1 985) y Donelly (1 990) constituyen una variación lateral de las formaciones: Chemal, Sepur y Lacandón.

Las formaciones Sepur y Chemal son estratigráficamente idénticas, y se propone incluir a la Chemal dentro de la formación Sepur, ya que esta última se encuentra bien distribuida en una franja Este oeste que atraviesa Guatemala, y se encuentra más estudiada y es identificable fácilmente. Los autores que han descrito a la formación Chemal únicamente le atribuyen como diferencia entre ambas la coloración rojiza que presenta la Chemal, aunque hay autores que indican que en la localidad tipo de la formación Sepur presenta cercano a la base capas rojas que podrían evidenciar que la coloración no es un evidencia para separarlas porque en la compilación indican que la formación Chemal presenta los mismos fósiles de la formación Sepur.

Pero de igual manera en este compendio se decidió incluir la descripción de ambas formaciones, pero se sugiere referirse a ambas como formación Sepur.

La que si se encuentra diferenciada litológicamente con la formación Sepur es la formación Lacandón localizada en parte norte del departamento de peten más cercano a las montañas del mismo nombre.

La edad de la formación Sepur ha dado dudas, debido a que en el informe de la Shell indican una edad por K-Ar que le dan una edad de cretácico tardío, y en los informes de pozos han indicado que por ser de ambiente turbidítico la formación ha heredado fósiles que no corresponden a ser indicadores o guías para asignarles una edad cierta. Por lo que se sugiere que los datos de fosiles encontrados en los clastos de la Sepur inferior son los que se encuentran indicando una edad de cretácico tardío.

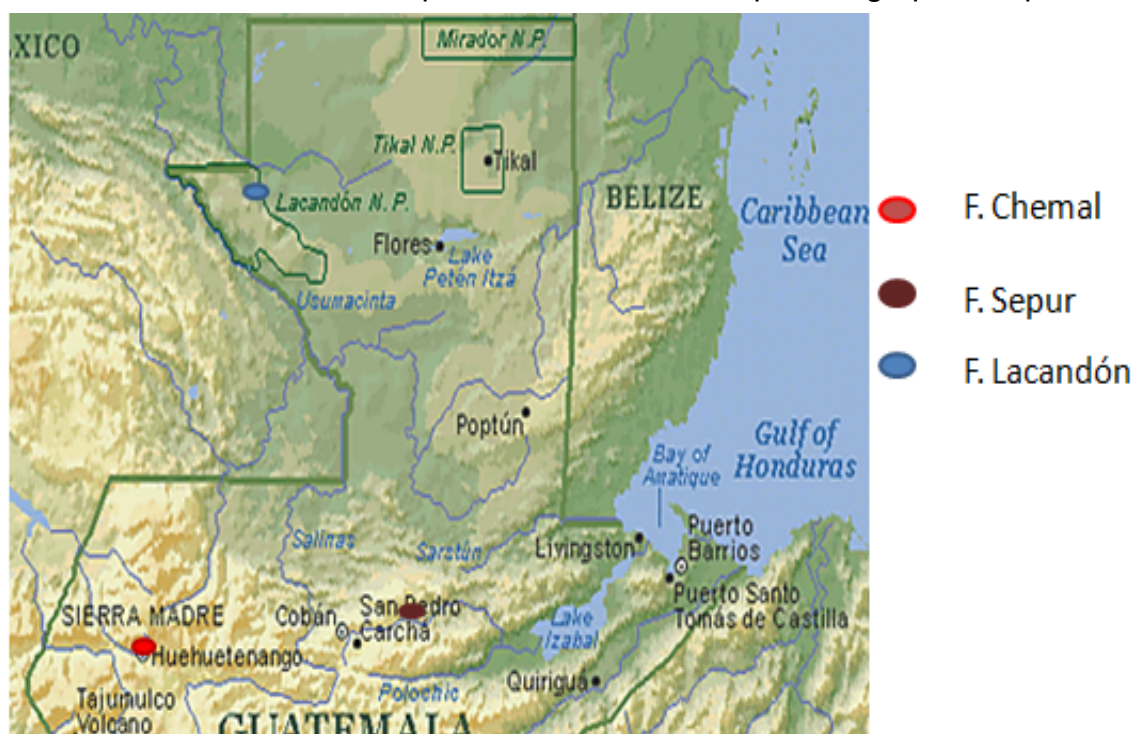
El estudio de la formación Sepur es importante debido a que se le han encontrado en la parte inferior clastos de peridotita, que podrían sugerir que el alóctono fue emplazado por gravedad.

Uno de los problemas que se presentan estas unidades al igual que otras, es poder indicar la continuidad que se tiene con los países limítrofes. Ya que lo que conocemos como Grupo Verapaz, se podría correlacionar con la formación Ocozocautla aunque por la edad de esta formación en México es cretácico Tardío, y se correlacionaría mas con la Formación Angostura. Hay otra unidad que si podría correlacionarse con el sureste de México que es la formación Méndez. Pero esto queda incierto ya que se necesitaría un estudio de estratigráfico detallado en ambas formaciones así como un mapeo e identificación de las unidades cercanas a las fronteras.

La ubicación de las localidades tipo de las formaciones del Grupo Verapaz se observan en la figura 1.

Figura 1

Ubicación de las localidades tipo de las formaciones que del grupo Verapaz:



Fuente: elaboración propia, 2 010.

NOMBRE DE LA UNIDAD

Formación Chemal

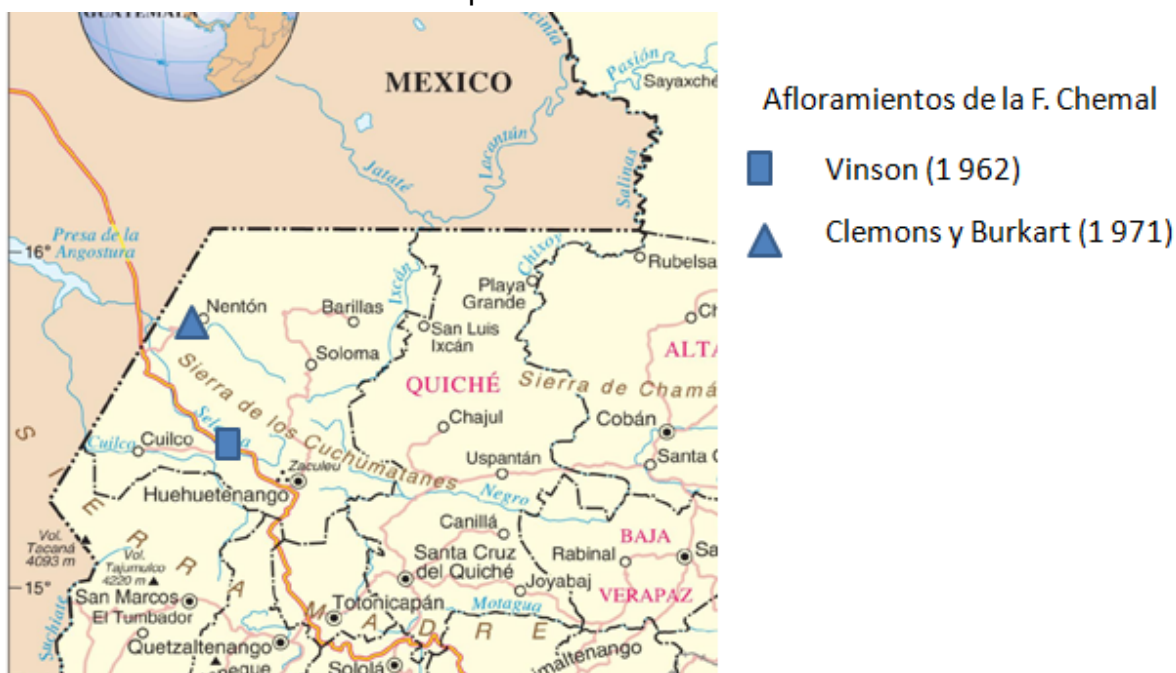
AUTOR

Definida por Vinson (1962)

LOCALIDAD TIPO

Se encuentra en la exposición más sureña en la carretera de la Sierra de los Cuchumatanes cerca de $91^{\circ} 31'$, Longitud Oeste y $15^{\circ}33'$, Latitud Norte.

Figura 2
Localidad tipo de la formación Chemal



Fuente: elaboración propia, 2 010.

AFLORAMIENTOS Y EXTENSION

De acuerdo a Vinson (1962) la formación se restringe a la región Chemal solamente se conserva en valles sinclinales fallados a elevaciones entre 3050 m y 3660 m. El espesor es de 95 metros. La parte superior de la Formación ha sido erosionada.

Clemons y Burkart (1971) indican que una banda cerca de 9 kilómetros a un kilómetro de ancho comprende a la formación Sepur y Chemal en el oeste de

Guatemala. Se encuentran dos exposiciones están presente al norte de Tojquia y la otra en la parte baja entre Chiapas y Guatemala frontera Nenton.

En el informe del NORCONSULT (1 988) indican que la formación Chemal es conocida únicamente en la parte suroeste de la cuenca Petén Sur.

LITOLOGIA

Vinson (1962) define litológicamente a la unidad en lutitas café rojizas y rojas con algunas capas delgadas de calcarenitas gruesas y calizas conglomeráticas en la parte inferior, y calcarenitas más finas y calizas argilíticas densas en la parte superior. Las calcarenitas y calizas densas contienen abundantes microfósiles que indican ambiente antearrecifal y de cuenca. Lentes de limolitas calcáreas y areniscas ocurren raramente a través de toda la sección.

Las descripciones de Clemons y Burkart (1 971) en los altos cuchumatanes es principalmente arenisca roja y secuencia de esquistos con 25 metros de litoclásticos de caliza en la parte superior. En el área al noroeste del valle de Chemal las calizas son altamente fosilíferas y litoclásticas e indican ellos que Blount (1 967) clasifico esta área tipo litoclasticos-rudistas *lime grainstone*.

Cabe resaltar que los autores denominan a esta unidad como Sepur. Porque según ellos es preferible mantener con el nombre de Sepur ya que no hay importantes diferencias litográficas, estratigráficas y cronológicas amplias para separa las capas de la localidad tipo en Alta Verapaz.

CONTACTO Y RELACIONES DE CAMPO

En la sección tipo en la carretera de los Altos Cuchumatanes una falla de menor desplazamiento marca el contacto con la formación Campur.

EDAD

Vinson (1962) sugiere que la Formación Chemal tiene un rango de edad de Campaniano a Maastrichtiano con formas fáunicas diagnósticas que son esencialmente las mismas que las de la Formación Sepur (ver para referencia). Además indica que esta es un poco más vieja que la Sepur, que es su contraparte más extensa y completa.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

Dentro del grupo Verapaz las formaciones Chemal y la Sepur son equivalentes estratigráficas, pero se diferencia la Chemal por presentar una coloración rojiza que hace pensar que es un depósito erosionado de la formación todos santos.

La Chemal se reconoce y llama como una unidad formacional separada debido a su tipo único de preservación y a su distribución geográfica. La mayor característica litológica que diferencia la Chemal de la Sepur es su color rojo dominante.

La Chemal no está directamente asociada con su contraparte caliza detrítica, la Formación Lacandón, en exposición superficial, estando separados arealmente por un cinturón de afloramiento con dirección este - oeste de la Formación Sepur.

Donelly indica que el grupo verapaz se puede correlacionar con la serie Ocozocuantla en la parte central de Chiapas, México.

NOMBRE DE LA UNIDAD

Formación Sepur

AUTOR

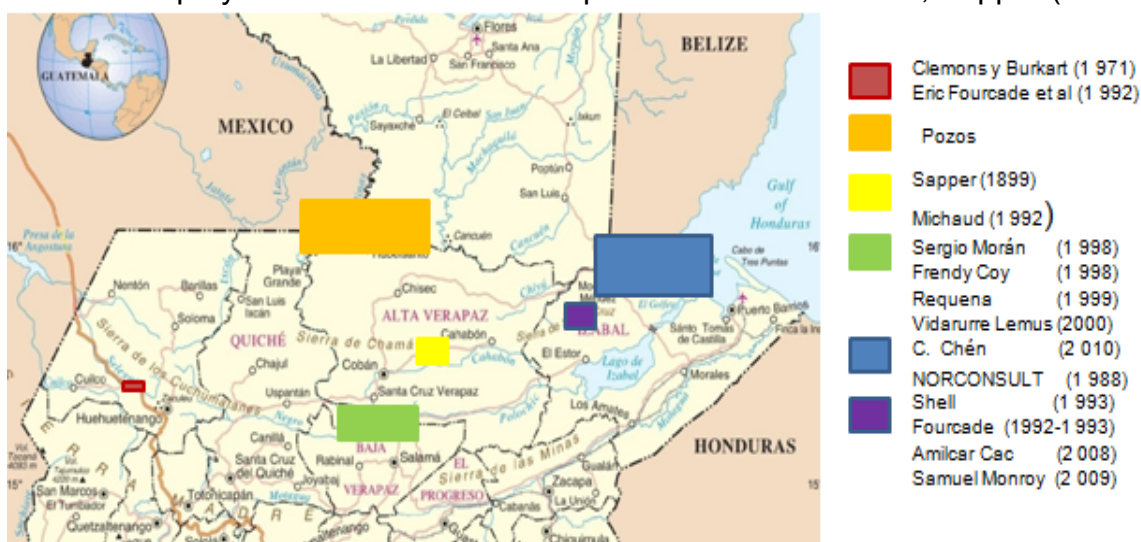
La Formación fue llamada por Sapper (1899)

LOCALIDAD TIPO

Se encuentra en un lugar llamado Sepur (aproximadamente 90° 05' Longitud Oeste y 15° 42', Latitud Norte) cerca del municipio de Lanquín y Finca Campur en Alta Verapaz central (figura 2).

Figura 3

Localidad tipo y afloramientos descritos por los distintos autores, Sapper (1 899)



Fuente: elaboración propia, 2 010.

AFLORAMIENTOS Y EXTENSION

Geográficamente, la formación ocurre en una banda general este - oeste a través de Guatemala se han descrito en varios departamentos:

En la parte de Huehuetenango Clemons y Burkart (1 971) describen en los altos Cuchumatanes de una litología que correlacionan con el nombre de sepur indicando que no hay diferencias litográficas, estratigráficas y cronológicas amplias para separar las capas similares de la localidad tipo.

F. Michaud et al (1 992) también en los altos Cuchumatanes describe a esta unidad de formación Sepur al igual que la descrita por los anteriores autores.

En el Norte del Quiche se considera que se encuentra aflorando en pequeñas exposiciones, así como en el suroeste del departamento de Petén, Aunque no se cuenta con descripciones de afloramientos. En el trabajo de Marlon R. Alonso, José F. Noguera indican que las rocas clásticas de la formación Sepur cubren la secuencia más superficial en los siguientes ocho pozos del sur de Petén:

Xalbal-1, Tierra Blanca-1, San Diego-1, Yalpemech-1, San Jorge-1, Las Casas 1-x, Tzuncal 1-x

En los Pozos hechas en trabajos de exploración por parte de petroleras se cuentan con descripción de la formación Sepur en Tierra Blanca-1, Caribe-1 San Román (municipio de Sayaxche) y Xalbal-1 NW del departamento del Quiché.

En el departamento de Alta Verapaz fue descrito por Sapper (1899) en Sepur entre las Finca Campur y el municipio de Lanquín. Eric Fourcade (1 992) también describe en esta zona a la formación Sepur. Y también cerca de la región de Senahú en un corte efectuado a lo largo de la carretera, desde la finca setzutzabal hasta la fina Chimepech, cerca de la finca Marichaj.

En el departamento de Baja Verapaz también se han descrito secuencias turbidíticas asociadas a la formación Sepur que son la parte mas superficial de la Unidad:

Sergio Morán (1 998) en su estudio de las unidades litológicas al norte de la aldea San Gabriel, del municipio de san Miguel Chicaj describe a la formación Sepur localizada al NE del municipio. Cercano a esa area también fue descrita por Fredy Coy (1 998).

En el cuadrángulo de Salamá Jaime requena (1 999) observó en los alrededores de El Tempisque a la formación Sepur son descritas únicamente como rocas siliciclasticas de tipo areniscas y lutitas. Que afloran en una franja muy estrecha de un kilómetro de largo y cuarenta metros de espesor.

Cerca de Purulha VIDAURRE LEMUS (2000) realiza un estudio estratigráfico en el área de Panimaquito, Al sur de Purulhá Christopher Chen (2010) reporta una unidad de lutitas que se correlaciona con la formación Sepur. Su mejor exposición se localiza sobre la carretera nacional 5 en los alrededores de la finca Santa Rosa.

En el departamento de Izabal en el informe del NORCONSULT (1988) indican que la formación Sepur es ampliamente conocida a través de parte sur de la cuenca Petén Sur donde se encuentra asociada al cuerpo ofiolítico (según Bonis (1968) son Harzburgitas serpentinizadas.

También en el informe de la NORCONSULT de la cuenca de Amatique describe a la formación Sepur en los pozos:

Machaca-1, Punta Gorda 1, Livingston-1 en estos constituye de areniscas, carbonatos y lutitas. en el pozo Manabique 1C donde es cubierto por la Fm. Rio Dulce

Shell Exploradora y Productora (1993) reporta afloramientos de la formación Sepur al Norte del Lago de Izabal.

Además Fourcade (1992-1993) en la región Rio Sauce el Estor efectuó un corte en el rio y otro paralelo de sur a norte yendo hacia el pueblo de Seacacar logrando identificar a arcillas de la formación Sepur sobreyaciendo a la formación Campur.

Trabajo finales de Campo de:

Amilcar Cac (2008) y Samuel Monroy (2009) en el mismo departamento describen unidades correlacionables con la formación Sepur. El primero al sudoeste de la aldea Monte Carmelo, Municipio de Livingston y el otro autor describe unidad de Lutitas al sur de la aldea Chocón, Livingston, Izabal.

LITOLOGIA

En la localidad tipo y alrededores: Sapper (1899) definió la base de la formación con conglomerados y areniscas gruesas, conteniendo fragmentos de cuarcitas ígneas básicas y calizas, que llega a un espesor de 274 m. Mientras que en la parte superior hay arcillas, lutitas, areniscas y margas café interstratificado con lentes de caliza, calcarenitas cuyo espesor máximo aproximado es de 600 metros.

Vinson (1962) sugiere una sección de referencia, localizada cerca de Sepur Lanquín, con un espesor compuesto es de 574 m y tiene un espesor máximo de 600 m o más.

Estudios paleontológicos por Paul Bronnimano (Ver Vinson 1962), prueban que la Sepur es de edad Cretácico tardío con un rango que va del Campaniano al Maastrichtiano. Las asociaciones faunales litorales y de cuencas están presentes, caracterizadas por:

Globotruncana gansseri
Rugoglobigerina spp
Gumbelina spp
Pithonella mallis
Calcisphaerula innominata
Vaughanina cubensis
Orbitoides palmieri
Siderolitos Skourensis
alveolinidos.

George C. Esker (1969) analiza una muestra recogida por Samuel Bonis de la formación Sepur en la Carretera de Sebol al sur de la finca Campur, Alta Verapaz encontrando las siguientes especies:

Globotruncana arca (Cushman),
G. elevata subspinosa Pessagno
G. elevata sturartiformis Dalbiez,
G. fornicata Plummer
G. linneiana linneiana (d'Orbigny)
G. rosetta rosetta (Carsey) s. l.
G. subcircumnodifer Gandolfi
G. ventricosa White
Rugoglobigerina macrocephala Bronnimann
R. rugosa Plummer
R. subrugosa (Gandolfi-)
Heterohelix spp.

Los foraminíferos planctónicos indican una edad posible de estas rocas Campaniano superior a Maastrichtiano más inferior.

De acuerdo a E. Fourcade et al (1993) la formación Sepur es un depósito de espesor regional, tipo flysch, predominantemente siliciclásticos

que consiste en arcillas, limolitas, café claro a verdoso a amarillento, areniscas desarrolla mas brechas con guijaros de calizas contiene foraminíferos planctónicos de campaniano tardío:

Pseudorbitoides sp.

Vaughanina sp.

Sulcoperculina sp.

Torreina torrei

La formación Sepur, clásicamente atribuye a el campaniano-maastrichtiano superior y mientiendo mas en las caliza que contienen foraminíferos planktonicos campanianos , por lo tanto puede asignársele a el maastrichtiano.

F. Michaud (1 992) en el área de A. V. indica que la parte superior de la formación Sepur es una brecha gruesa con cemento calcáreo de nueve metros con Fosiles foraminíferos

Orbitocyclina minima , *Vaughanina sp.*, *Sulcoperculina globosa*

Y la parte inferior brechas de capas gruesas de calizas de plataforma con cinco metros de espesor con el contenido fosil de:

Rudistas y Chubbina sp. *Sulcoperculina vermunti* y *Orbitoides sp.*,

En el área de los altos Cuchumatanes la formación Sepur comprende en la parte superior de Margas argilitas pardas intercaladas con niveles arenosos pardos y finos con un espesor de 80 metros sin contenido fósil identificado.

La parte inferior de la formación comprende Brechas con clastos rodados y elementos micritizados espesor de 10 metros con fosiles

Foraminíferos (*Orbitoide media*, *Sulcoperculina vermunti*, *Pseudorbitoides sp.*, *Vaughanina sp.*

En el área de Baja Verapaz:

Sergio Morán (1 998) describe una unidad que afloran en una franja de 20 metros de espesor, que se orientan de este a oeste, paralelamente entre los carbonatos y la unidad de peridotitas al norte del área.

Los afloramientos consisten de rocas siliciclásticas compuestas de areniscas conglomeráticas, areniscas finas y lutitas de color verdoso, formando

estratos de 10 a 20 centímetros de espesor. Las areniscas conglomeráticas contienen clastos de caliza con fósiles similares a los encontrados en las formaciones Cobán-Campur. La porción de siliciclásticos incluyen capas de caliza de color gris correspondiendo a un wackstone de debris de equinodermos. Frendy Coy (1 998) La formación Sepur se encuentra al noreste de la aldea Tempisque cerca de la finca Paso Ancho, formando una delgada franja orientada E-NW, aproximadamente. Se compone de lutitas y areniscas, con variaciones de grano de 0.008 a 0.3 mm, conformada por delgada estratificación.

En Panimaquito Purulhá Maria Vidaurre (2 000) observo aflorando en una pequeña banda orientada Este-Oeste de menos de un kilometro cuadrado, con un espesor de aproximadamente 100 metros. Consistiendo en lutitas y areniscas café pardo.

Christopher Chen (2010) la unidad consiste de lutitas café pardo con espesores de 0.45m presenta estratos tabulares de grano muy fino interestratificado con areniscas de color café claro. La orientación preferencial es Sur-Oeste en su contacto cercano a la unidad cabalgante de peridotitas; pero en la finca Santa Rosa presenta una orientación preferencial de Este-Oeste.

FOTOGRAFÍA 1

Afloramiento de la unidad de Lutita, cerca de la finca Santa Rosa.

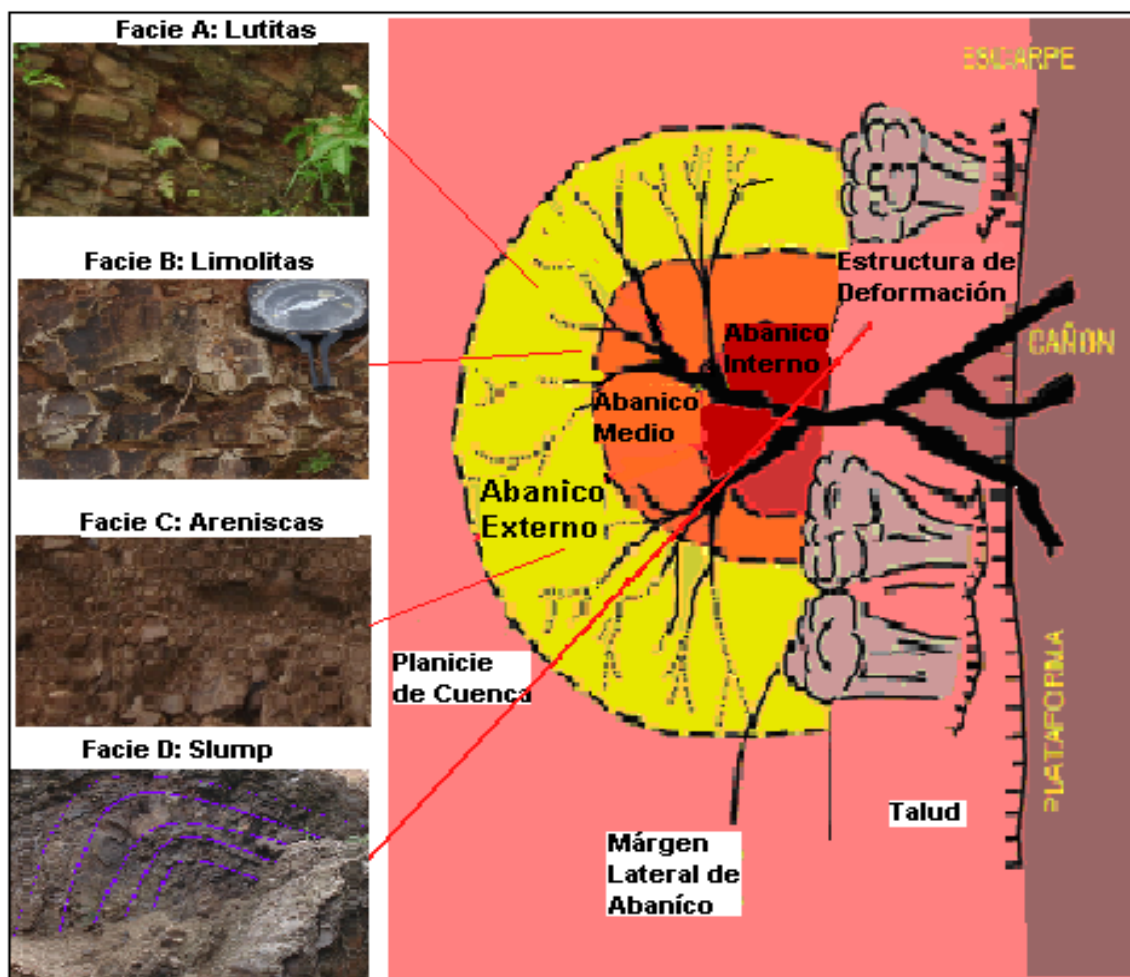


Fuente: tomada de Christopher P.O. Chen Bac. Informe Final de Trabajo Final de Campo, Denominado Mapeo Geologico en Baja Verapaz: Analisis litologico y Estructural de 21 kilometros cuadrados a escala 1: 25 000 ubicado al suroeste del Municipio de Purulha. Trabajo de Graduacion. USAC/CUNOR. Cobán 2010

También propone el siguiente modelo de facies

Figura 4

Modelo de facies para la formación Sepur



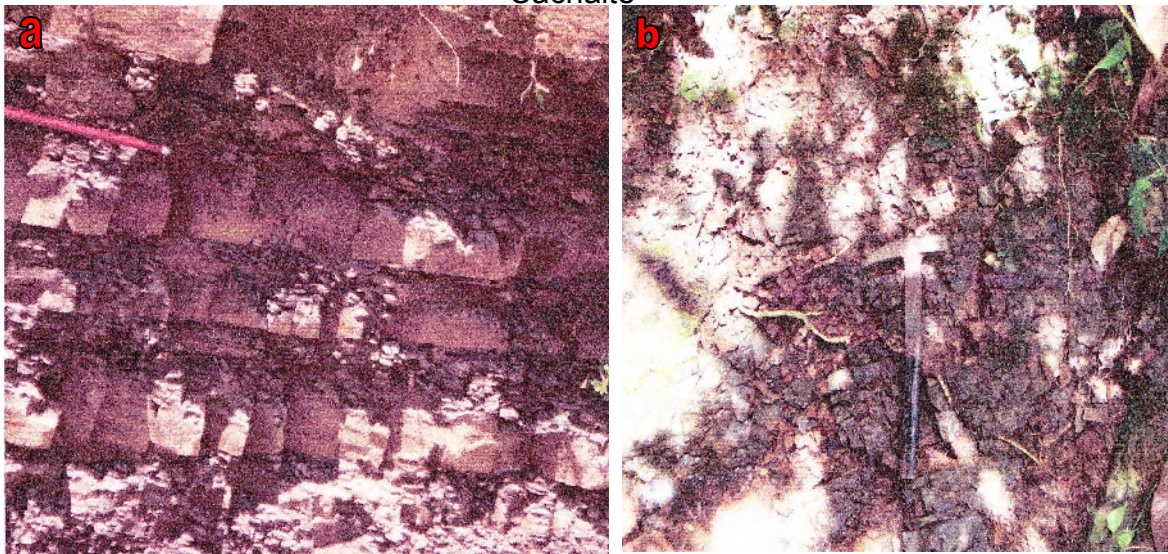
Fuente: tomada de Christopher P.O. Chen Bac. Informe Final de Trabajo Final de Campo, Denominado Mapeo Geológico en Baja Verapaz: Análisis litológico y Estructural de 21 kilómetros cuadrados a escala 1: 25 000 ubicado al suroeste del Municipio de Purulha. Trabajo de Graduación. USAC/CUNOR. Cobán 2010

En el departamento de Izabal

Amilcar Cac (2 008) reporta a la Sepur al suroeste de la aldea Monte Carmelo del municipio de Livingston. Desarrolla un relieve semiondulado las lutitas se encuentran interstratificadas con limolitas de color grisáceo, con espesores de milímetros a centímetros. Las estructuras que se pueden observar son: slumps, estructuras gradada y laminación paralela

Fotografía 2

Afloramientos de la Sepur: a) estratificación de lutitas con limolitas, al suroeste de la Aldea Monte Carmelo. b) fragmentos de limos al noreste de la aldea Cachalte



Fuente: tomado de Amílcar Cac Caal. Mapeo Geológico en el Departamento de Izabal, Guatemala: Estudio de las unidades de rocas ubicadas al sudoeste de Toquelá, Municipio de Livingston. Trabajo de Graduación. USAC/CUNOR Cobán 2 008

Samuel Monroy (2 009) describe unidad de Lutitas de 1 km² que las correlaciona a la formación Sepur aflorando en el camino que lleva a la aldea Tamagás y a la aldea Monte Carmelo expuesta en las partes bajas de cerros levemente ondulados y suaves (fotografía).

La descripción litológica de este autor es que la lutita es de color café oscuro, puede presentar alternancias centimétricas de arcillas café-marrón de origen calcáreo (calcoarenitas) y de areniscas de color café claro y también describe unas capas de caliza brechosa.

Fotografía 3

La formación Sepur descritas por Samuel Monroy (2 009): a) morfología generada. b) Lutitas estratificada c) afloramiento de calcoarenita. d) laminación convoluta en calcoarenitas. e) Estructura tipo pliegue que puede estar asociada a slump o eventos de deformación estructural. f) Secuencia progradante facies de turbiditas

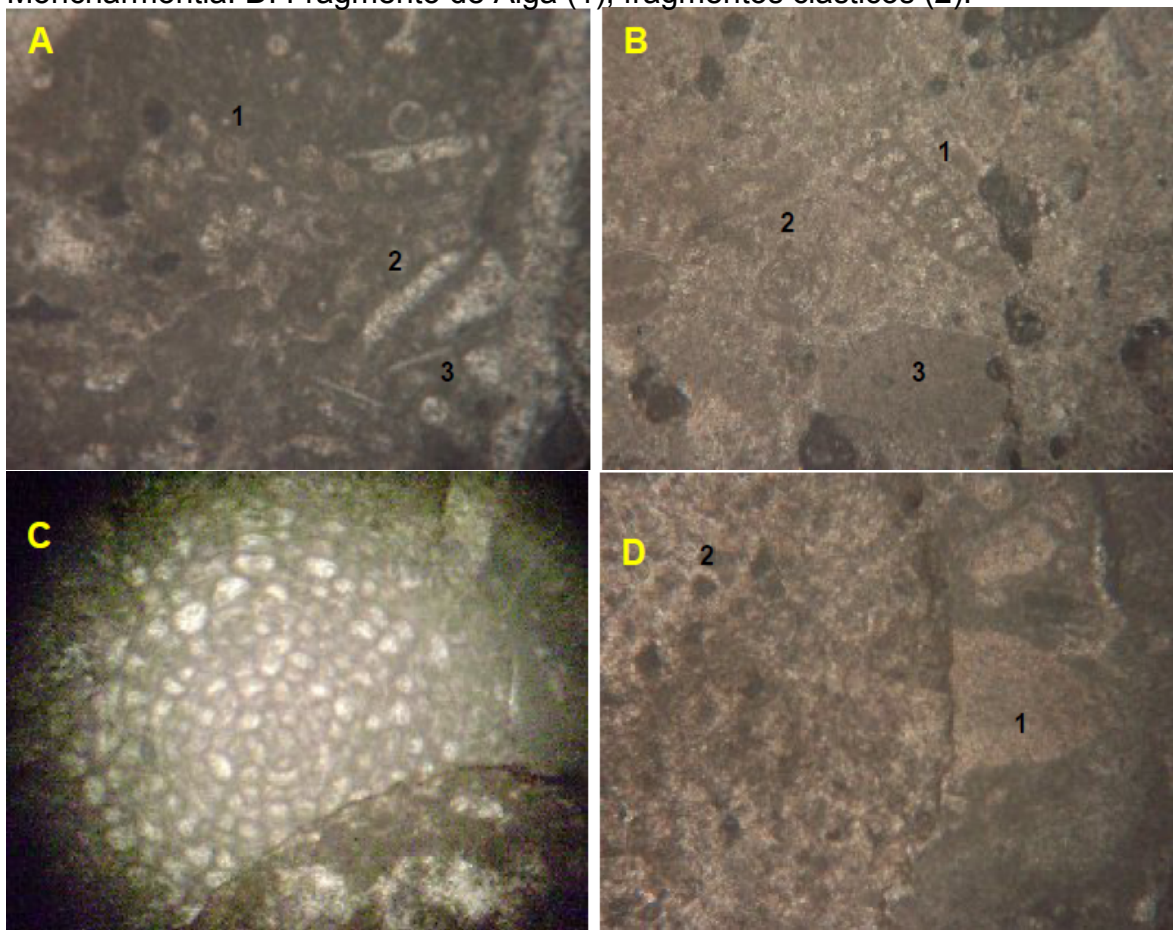


Fuente: tomado y modificado de: Samuel O. Monroy Alegría. Estudio Geológico en Guatemala: Mapeo Geológico de Superficie al Sur de la aldea Chocón, Livingston, Izabal. Trabajo de graduación USAC/CUNOR. Cobán 2009

Además indica facies de calcoarenita se encuentran intercaladas en paquetes dentro de las lutitas, sus granos de carbonato cálcico son de tamaño muy reducido pero visibles a simple vista. Su coloración predominante es el grisáceo, bien laminada. La existencia de facies de brechas, en niveles intercalados con las lutitas, se presenta masivamente, con fósiles de rudistas a simple vista, se encuentra compuesta por fragmentos de caliza de formas angulosas muy erosivos. Con contenido de fosiles que se muestran en la siguiente fotografía.

Fotografía 4

Facies de brecha calcárea en la unidad de lutitas con su contenido de fosiles observados por Samuel Monroy (2 009): **A.** Miliólido (1), Fragmento de Rudista (2), Calciesfera (3) **B.** Textularido (1), Miliólido (2), Fragmento clástico (3) **C.** Moncharmontia. **D.** Fragmento de Alga (1), fragmentos clásticos (2).



Fuente: tomado de Samuel O. Monroy Alegría. Estudio Geológico en Guatemala: Mapeo Geológico de Superficie al Sur de la aldea Chocón, Livingston, Izabal. Trabajo de graduación USAC/CUNOR. Cobán 2009

Marlon Alonso, José Noguera (1993) en el estudio realizado a lo que ellos denominan Grupo Sepur se puede extraer lo siguiente:

Citan a Blair (ver M. Alonso, J. Noguera) indicando que una asociación de nanoplancton calcáreo de edad paleoceno inferior-eoceno en rocas clásticas y también hay fósiles del Campaniense a Maastrichtiense que posiblemente fue introducida dentro de la cuenca Sepur como resultado del levantamiento, erosión y retrabajamiento de los depósitos de la plataforma carbonatada o secuencias de ante plataforma del Campaniense Maastrichtiense
La parte campaniense maastrichtiense incluye:

Haquis cicumradiatus
Miculadecussata
Quadrum gothicum
Prediscopaera cretácea
Arkhangelskiella cimbiformis
Eiffellithus eximius
Calculites obscurus
Ceratolithoides aculeus
Quadrum trifidum

Mientras que los datos paleontológicos de Rosenfeld (1981) para lo que aquí llamamos formación Sepur incluyen del Berriasiense al Albiense datados radiolarios:

Thanarla pulchra
Achaeodictyomitra sp.
Xitus sp.
Holocryptocanium sp. Cf.
H. astiense
Pseudodictyomitra sp.

Y del Albiense superior al Cenomaniense, por los foraminíferos planctónicos:

Hedbergella delrioensis.
H. Plasnispira
Rotalipora evoluta

Los radiolarios reportados por Muller (1 979) sugieren una edad del desarrollo de la corteza oceánica del Valanginiense al Turoniense. El análisis bioestratigráfico de M. Alonso, J. Noguera (1 993) concluye que los carbonatos basales consisten en dos facies diferentes:

Brechas carbonáticas y clásticos finos que contienen:

Orbitoides sp.

Vaughanina sp.

Sidrolites sp.

Alveolinidos.

Pithonella ovalis fragmentos de rudistas y algas que sugieren, sin embargo un origen arrecifal.

Facies calcáreas que contienen abundantes asociaciones planctónicas Campanienses-Maastrichtienses:

Globotruncana arca,

G. gansseri

Heterohelix sp. Y otros

Estas facies son intermedias entre facies neríticas y turbidíticas más profundas y posiblemente corresponden a facies más distales de la formación Chemal. También están presentes:

Omphalocyctus cf. macroporus

Valvulina picardi

Biotita bentónica, detritos de equinoides y algas, miliolidos rotalidos.

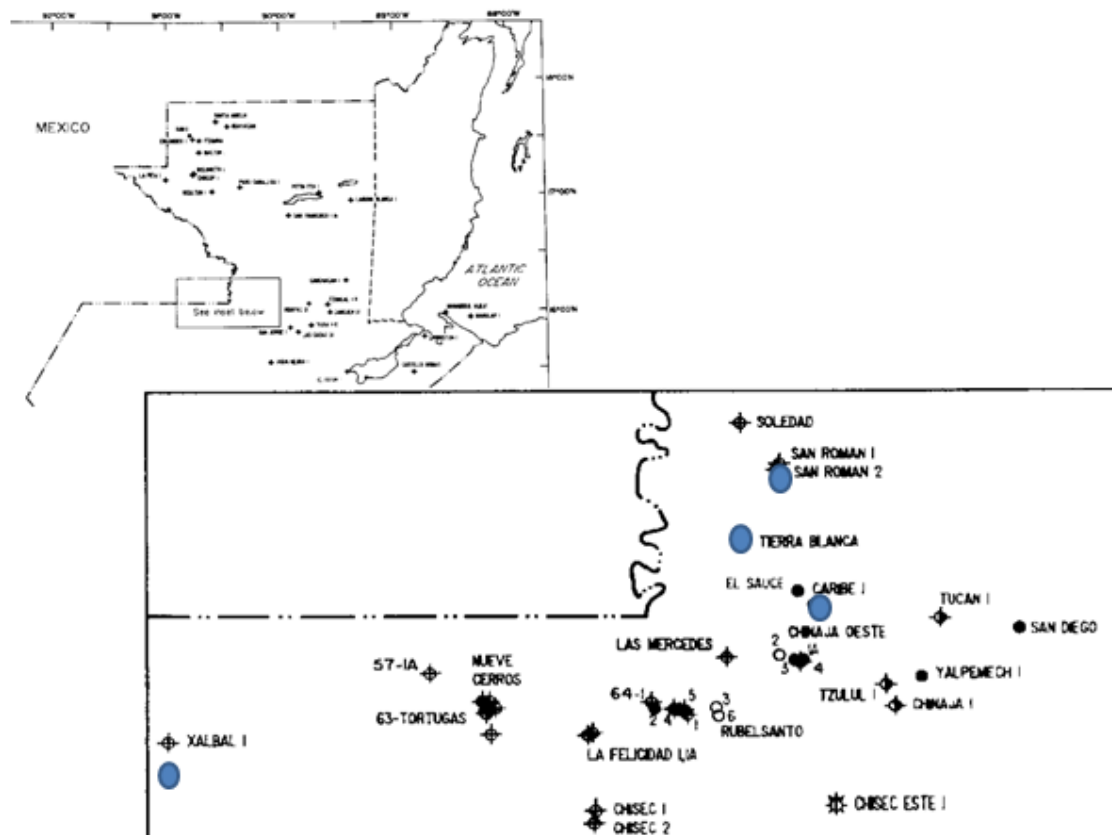
Las arcillitas del Sepur inferior poseen foraminíferos planctónicos espiralados, Globorotalias y biseriados, los cuales representan depósitos distales, de agua profunda (batiales)

Información de Pozos

M. Alonso, J. Noguera (1 993) las rocas clásticas de la formación Sepur cubren la secuencia más superficial en los siguientes ocho pozos del sur de Petén (figura 5):

Xalbal-1, Tierra Blanca-1, San Diego-1, Yalpemech-1, San Jorge-1, Las Casas 1-x, Tzuncal 1-x,

Figura 5
Ubicación de los pozos en los que se pueden correlacionar las formación Sepur



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO GUA 83 007. 1 988

Estos pozos definen una cuenca de tendencia este-oeste a las secuencias perforadas se les asigna una edad de paleoceno más temprano a eoceno temprano, en base a los siguientes nanoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos:

Globigerina triloculinoides, Chasmolithus inconspicuus
 Prinsius martinii, Ericsonia subpirtusa
 E. robustus, Prinsius bisulcus
 Faficulithus timpaniformus, Globigerina velascoensis
 G. linaperta, Toweius pertusus
 Neochiastozysus distentus, N. chiasmus
 Chiloquembelina sp., Cruciplacolithus primus
 C. tenuis, Pseudohastigerina sp.
 Globotruncana angulata, Toweius eminens

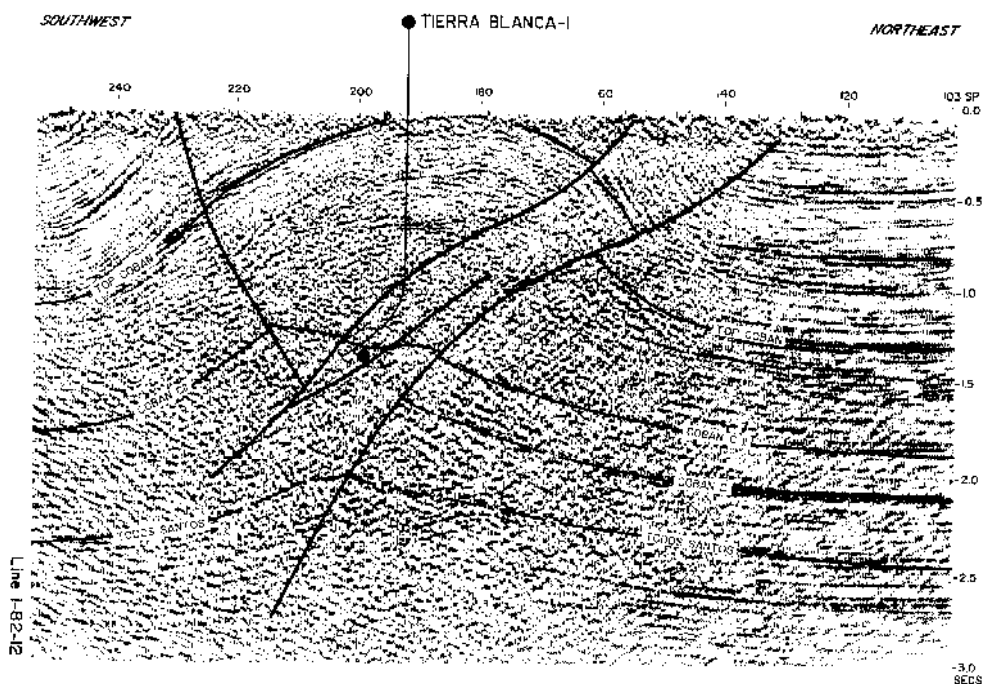
Se ha obtenido la descripción de pozos esto en el trabajo realizado por M. Alonso, J. Noguera (1 993) el cual se resume en los siguientes cuadros

Tabla 1
Descripción del Pozo Tierra Blanca 1

Nombre de Pozo		Tierra Blanca-1		
Ubicación		municipio de Sayaxche, Depto. Peten		
Coordenadas UTM		15p 1 786399.67; 782374.92		
Contacto		Transición que enlaza las margas y calizas arcillosas de Sepur con la caliza fosilífera del Campur		
Espesor de la formación Sepur		367 ft		
Espesor	Litología	Espesor	Fosiles cretácicos	Fosiles terciarios Paleoceno
26'-185'	sin control litológico	230' a 340'	Arkhangelskiella cymbiformis Micula desussata Watzhaver la barnesae Braarudosphaera característica de ambiente costero.	Braarudosphaera bigelawi Coccolithus pelagicus Cruciplacolithus assymmetricus C. tennis Ericsonia subpertusa Prinsius bisulcus
185'- 308'	arcilla calcárea endurecida, gris oscuro y verdosa, con aspecto granular fino. Intercalaciones de marga gris claro pastosa	350' A 390'	Eiffelithus eximius Todos los del anterior	Chiasmolithus inconspicuous Y todos los del interval anterior
308'- 393'	caliza wackstone muy arcillosa con inclusiones finas de pirita. Caliza gris claro a beige con pequeños fosiles de Lamelibranquios recristalizados.			

Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. *Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur*. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Figura 6
Interpretación de Perfil Sísmico de Tierra Blanca-1- Carreno



Fuente: Shell Exploradora y Productora de Guatemala. Informe Final de Geología, Guatemala: Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas 1993.

Tabla 2
Descripción del Pozo Caribe 1

Nombre de Pozo	Caribe-1			
Ubicación	Municipio de Sayaxché, Depto. Petén			
Coordenadas UTM	15p 1779988.08; 789336.35			
Contacto	que enlaza las margas y calizas arcillosas de Sepur con la caliza fosilífera del Campur			
Espesor de la formación Sepur	173ft			
Espesor	Litología	Espesor	Fosiles cretácicos	Fosiles terciarios Paleoceno
0 a 173'	marga gris oscura, dura con intercalaciones de caliza gris muy arcillosa	110'-260'	Globigerina ssp. Globorotalia ssp. Neudohastigerina sp	
		110'a	Cretarhabdus crenulatus	Braarudosphaera

		230'	Microrhbdulus decoratus Micula desussata Watzhaver la barnesae Eiffellithus turriseiffelli	bigelowi B. discula Coccolithus pelagicus Cruciplacolithus intermedius Cyclicargolithus pseudogamado Ericsonia subpertusa Neochisastozyqus chistus N. distentus Thoracosphaera sp. Zygodiscus sigmoides
--	--	------	---	--

Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. *Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur*. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Tabla 3
Descripción del pozo Xalbal 1

Nombre de Pozo	Xalbal-1
Ubicación	NW del Depto. del Quiché
Coordenadas UTM	15p 1749909.80; 725627.40
Contacto	
Espesor de la formación Sepur	3350'
Espesor	Litología
0 a 1840'	Lutitas y arcillas laminadas de color café a negro con abundante restos de materia orgánica. También se presentan intercalaciones de areniscas cuya granulometría va desde guijarros hasta arenas finas. Esta organización de granos está compuesta por policristales y monocristales de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, glauconita y moscovita.
184' a 3550'	Lutitas café a negras bastante laminadas conteniendo, abundante material orgánico y foraminíferos planctónicos con vetillas rellenas con glauconita. Intercalaciones de estratos delgados de limo.

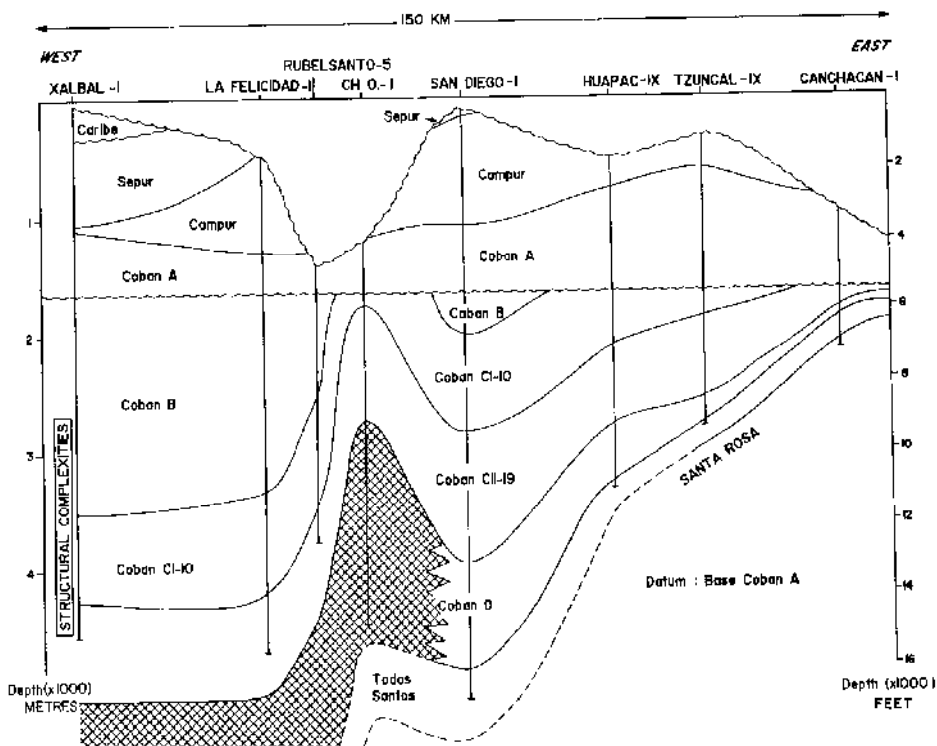
Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. *Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur*. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Tabla 4
Descripción de otras profundidades donde se detallan la presencia de fósiles

Espesor	Organismo	Cretácico	Terciario Paleoceno
1820' - 1990'	foraminíferos		Rotalia sp Textularia sp Chiloquembelina sp Globigerina spp Globorotalinaspp G. angulata? Subbotina sp.
3420' a 3540'			Chiloquempelina sp Globigerina spp G. triloculinoides Globerotalia spp Edas de paleoceno temprano a medio Ambiente talud submarino
1420' a 1590'	Nannoplancton	Broinsonia parca Calculites obscurus Ceratolithoides aculeus Corollithion exiquum Chetarhardus conicus Cribrosphaerella ehrenbergii Eiffellithus turriseisfelli Micula deussata Parhabdolithus embergeri Quadrum tifidum Prediscosphaera cretacea Watznaueria barnesae Zygodiscus deiplogrammus	Braarudosphaera begelowi Chiasmolithus danicus Coccolithus pelagicus Coronocyclus nitescens Cruciplacolithus primus C. tenuis Ericsonia robusta E. subpertusa Neochiastozyqqus cf. Perfectus Prinsius bisulcus P. Martini Thorocosphaera sp.
2820' – 2950'		encontrados todas las pepecies del intervalo superior además de C. crenulatus	C. inconspicuus Coccolithus formosus C. pelagicus además de todos los del intervalo anterior
3220' a 3350			: Cruciplacolithus inconspicuus, N modestus y todos los encontrados en los intervalos anteriores.

Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 99³

Figura 7
Sección estratigráfica transversal cuenca Peten Sur



NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO Gua 83 007. 1 988

Tabla 5
Descripción del pozo San Roman 2

Nombre de Pozo	San Roman-2
Ubicación	Sw del Depto. de Petén, Municipio de Sayxché
Coordenadas UTM	15p 785832.75 1794357.60
Contacto	El contacto superior se estableció en el techo de una arcilla limosa y levemente mas radioactiva que la arcilla suprayacente. Contacto inferior con Campur
Espesor de la formación Sepur	2168'
Espesor	Litología
320' – 833'	miembro cambio
320'-400'	arcilla gris a verde plástica lignitíferas con capas finas de arena a limo gris claro, arcillosos dolomítico, con manchas lignitíferas
400' - 570'	arcilla gris oscuro plástica con capas finas de caliza beige claro

	wackstone/packstone moderadamente fosilífera
570' – 682'	arcilla C/A con capas finas de arena fina a limo gris claro arcilloso carbonatado.
682' – 833'	arcilla C/A con capas de caliza gris calro a beige
833' - 946'	arcilla gris a café oscura, limosa (Inicio de a formación Sepur)
946'-1012'	Marga marron oscuro moderadamente plástica.
1012' – 1770'	arcilla a arcilla calcárea gris moderadamente plástica
1770'-2038	arcilla C/A moderadamente endurecida
2038'-2110'	arcilla a arcilla calcárea gris oscura moderadamente endurecida con capas finas de caliza arrecifal y caliza blanca recristalizada.
2110' – 2236'	arcilla C/A con capas de caliza blanca a beige claro wackstone/packstone
2236' – 2488'	marga gris oscuro muy endurecida y silicificada alternando con caliza gris claro silicificada. Abundantes filoncillos de sílice marron miel.

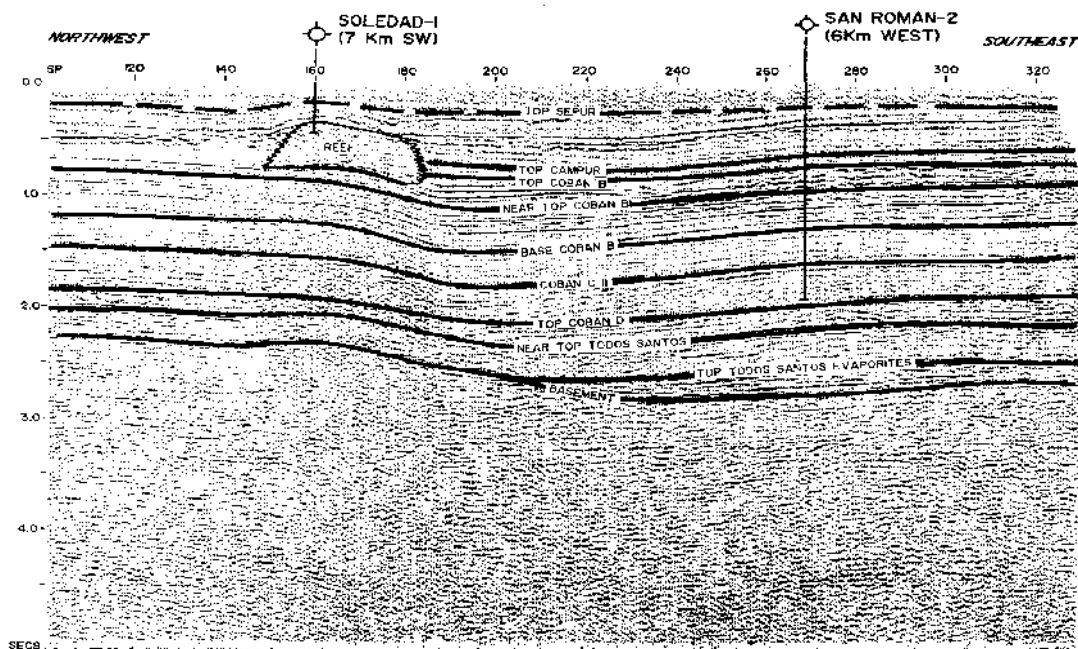
Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. *Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur*. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Tabla 6
Descripción de otros fosiles para el pozo San Roman 2

Espesor	fosiles
1480' – 2390'	2390' asociación de edad paleoceno superior a medio probable con recaidas del eoceno basal predominio de foraminíferos planctónicos y presencia bastante escasa de formas bentónicas. Edad atribuida: paleoceno superior a medio con recaidas en el eoceno inferior. La microfauna se empobrece de los 2360' a 2390'.
2480' – 2630'	mezcla de foraminíferos de edad paleoceno y cretácico superior. foraminíferos plantónicos de edad cretácico muy abundantes a frecuencias pertenecientes a las mismas asociaciones de Iso intervalos anteriores
2630' -2640'	se le asigno una edad Maastrichtiense a Campaniense con las especies Chubbina y Murcialla sp.

Fuente: Marlon R. Alonso, José F. Noguera. *Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur*. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Figura 8
Montaje sísmico estratigráfico Area San Román (interpretado)



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO GUA 83 007. 1 988

Norconsult en su informe de la Cuenca de Amatique describe a la formación Sepur en los pozos

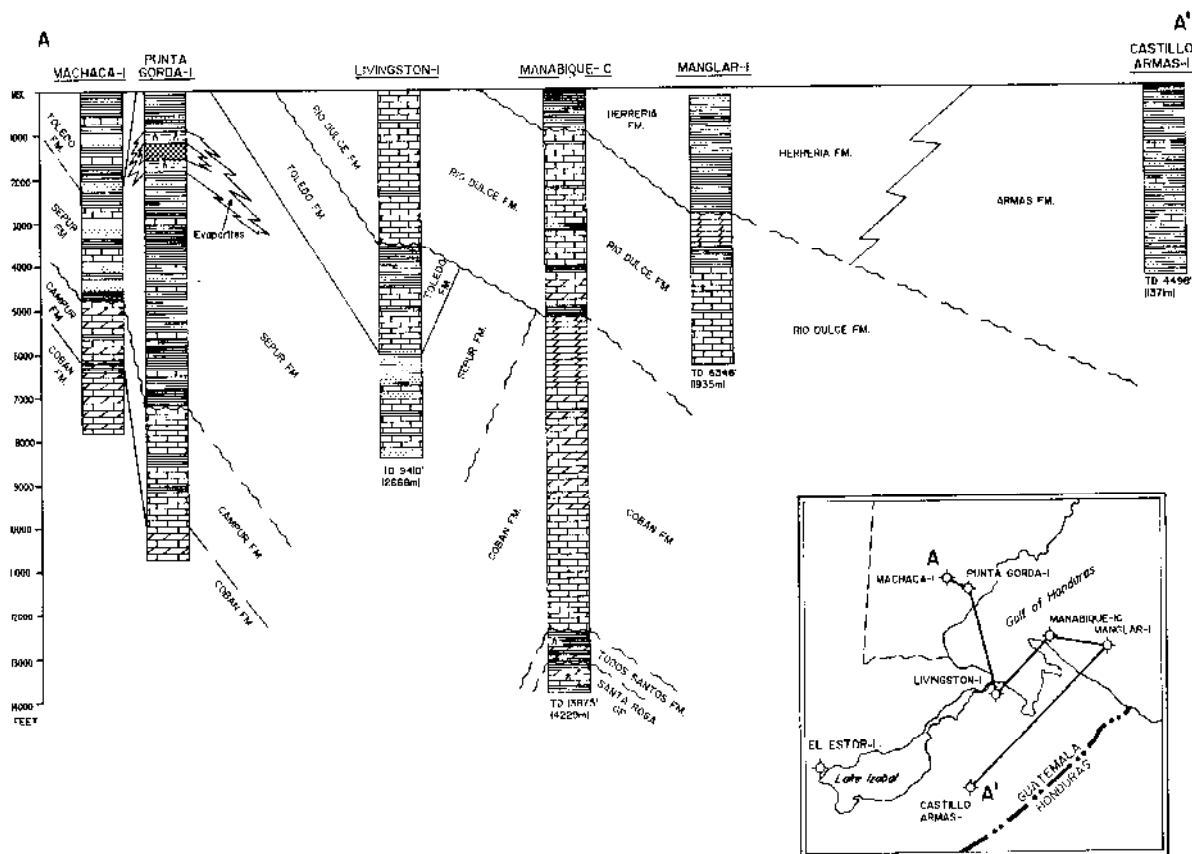
Machaca-1

Punta Gorda 1

Livingston

Manabique 1C donde es cubierto por la Fm. Rio Dulce

Figura 9
Correlación de los pozos de la cuenca Amatique fuente Norconsult cuenca Amatique



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. La cuenca del Pacifico y La cuenca de Amatique. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO Gua 83 007. 1 988

La formación Sepur una secuencia tipo Flysch, en la sierra de Santa Cruz en la que se instalo un cuerpo de ofiolitas. La formación contiene:

Conglomerado con grandes cantos rodados de rocas volcánicas acidas a intermedias, hipoabisales asi como sedimentos de las formaciones Cobán y caliza Campur. También incluye moluscos, rudistas y detritos de ofiolita.

Se pueden identificar restos de caliza rojiza que contiene abundantes foraminíferos pelágicos y pómez.

El emplazamiento del cuerpo de ofiolítias sobre la formación Sepur se debe a un emplazamiento por gravedad, esto es determinado en base a las siguientes pruebas:

1) Detritos de ofiolita es un componente abundante de carbonato de derbis debajo del borde sur de la Alóctono mientras está ausente en los derbis y conglomerados al norte lo que indica que la ofiolita fue expuesto con el emplazamiento final.

2) Un trozo de serpentinita 8 metros de espesor y 50 metros de largo está incluido en flysh formación lutítica sepur 30 metros por debajo del borde sur de la idea central de santa cruz. El movimiento arrastro escamas que se encuentran cubierto por pizarras las cuales se incorporan a la secuencia Flisch.

3) Hacia el norte se encuentra en el borde la formación sepur debajo del borde sur de la Alóctono.

4) amplias fracturas desarrolladas en la formación Sepur y en un trozo de basalto y la formación Tzumuy producto de la acumulación de estrés provocado por las ofiolitas.

5) estudios regionales indican que la ofiolita es muy similar a la de Juan de Paz ofiolita en la zona de sutura Motagua. La ofiolita santa cruz se interpreta como un remanente transportado de este fragmento raíz de zona importante para el sur.

CONTACTO Y RELACIONES DE CAMPO

En los que corresponde a la parte de los Altos Cuchumatanes la formación se encuentra cubriendo a la formación Campur como en la parte de Alta Verapaz Sapper (1899), Vinson (1962). Fourcade et al (1 993) F. Michaud (1 992) el contacto es discordante.

Así como en algunas partes del departamento de Izabal la Campur es sobreyacida por la Sepur Shell (1 993).

En el área de Salamá Morán (1 998) indica que el contacto de la Sepur con la formación Cobán-Campur es gradual y fallado al norte. Hacia el sur es sobreyacida por los carbonaticos cretácicos, mientras que al norte su contacto con las peridotitas es en base a fallamiento de rumbo sinistral el cual es obscurecido por el intenso fallamiento del area que afecta la zona. Estas rocas silicilasticas las correlaciona con la formación Sepur concluyendo que la porción se rocas se encuentra volcado en la parte donde las Formación Cobán Campur sobreyacen a la Sepur.

Cercana al area de trabajo de Morán Frendy Coy al noreste de la aldea Tempisque(1 998) considera que la secuencia se encuentra volcada y su contacto es gradual con la formación Cobán, mientras que presenta un contacto fallado con la peridotitas.

En el cuadrángulo Salamá Requena (1 999) indica que la formación Sepur se encuentra sobreyaciendo a la formación y Cobán. Y un cuerpo de peridotitas cubre a la Sepur.

En el área de Panimaquito Purulhá María Vidaurre (2 000) localizo un cabalgamiento de peridotitas sobre la formación Sepur. Y también se le observa un contacto concordante con la formación Cobán. Observaciones también hechas por C. Chen (2 010)

De acuerdo a las descripciones que hacen en el informe de la Shell Exploradora y Productora de Guatemala B.V. se observa en el área de el Boquerón y el Golfete las turbiditas de la formación Sepur sobreyacen a la formación Campur.

En la sección Río Sauce la formación Campur soporta margas y arcillas de la formación Sepur sobre las cuales reposa un contacto anormal el complejo ofiolítico.

Amilacar Cac (2008) contacto inverso con la unidad de peridotita.

EDAD

Paul Bronnimano, prueba que la Sepur es de edad Cretácico tardío con un rango que va del Campaniano al Maastrichtiano.

George Esker (1 969) en base a una muestra tomada en la carretera de Sebol a 3 Km de la Finca Campur, Alta Verapaz; determino onces especies de foraminíferos planctónicos indicando una edad de estas rocas en Campaniano superior a Maastrichtiano mas inferior.

Según E. Fourcade la formación Sepur, clásicamente atribuye a el campaniano-maastrichtiano superior y en las caliza que contienen foraminíferos planktonicos campanianos , por lo tanto puede asignársele a el maastrichtiano.

De las dataciones K/Ar hechas por la Shell (1 993) en una muestra de areniscas de la formación Sepur, localizada cerca de la aldea Sémux. Esta aflora en el tramo carretero de Rio Dulce-Modesto Méndez. La edad obtenida de 68.1 Ma ayuda a confirmar la validez de la atribución al maastrichtiense hecha anteriormente por medio de dataciones paleontológicas.

No se ha encontrado ninguna fauna cretácica en este grupo, si se exceptúa la fauna resedimentada presentada a veces en las calizas turbidíticas. Por otra Parte, la fauna que corresponde al maastrichtiense y al campaniense se halla siempre asociada a los carbonatos (conglomerados, calizas, brechoides, calcarenitas) del techo de la formación Campur. M. Alonso, J. Noguera (1 993) proponen edad de Paleoceno temprano a Eoceno temprano.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

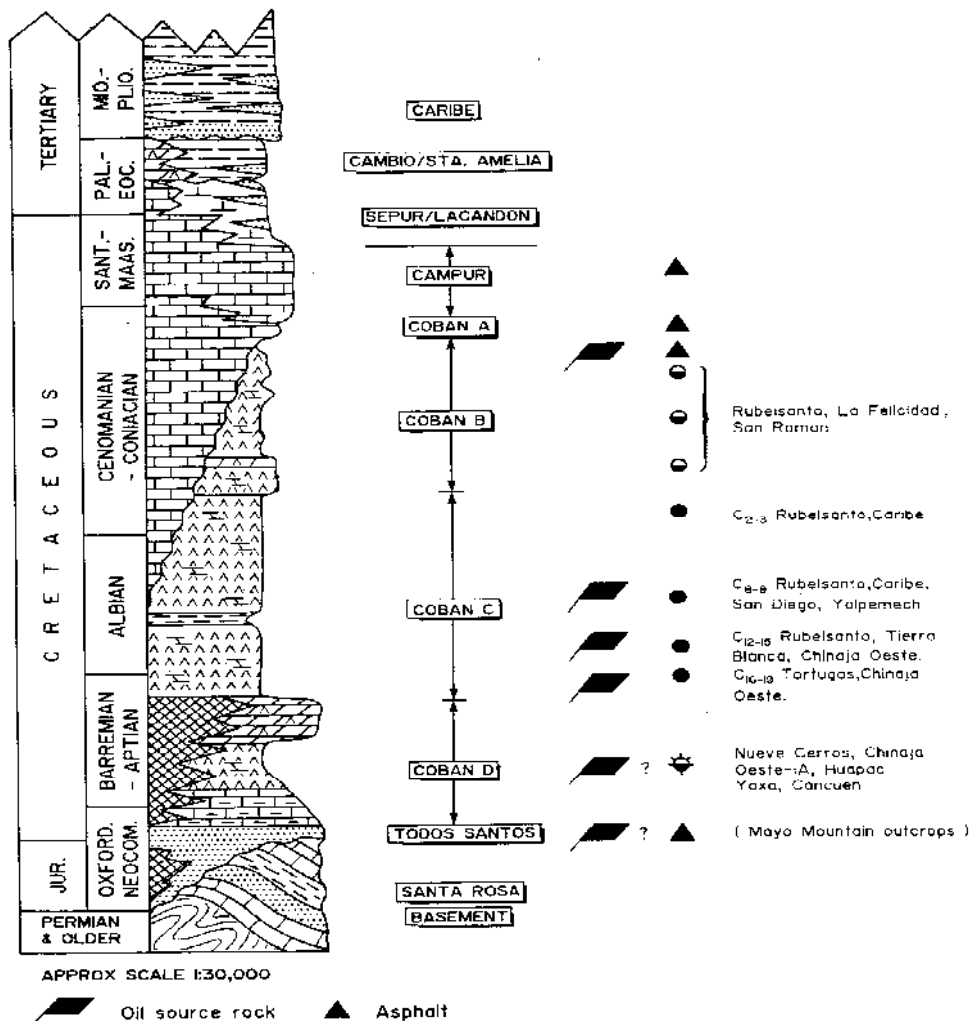
La Sepur es equivalente a las formaciones Chemal y Lacandón pero esta última se diferencian por las calizas que presenta. La formación Chemal se caracteriza por sus areas de ocurrencia y a su color rojo característico.

Según Millan (1 985) en la localidad tipo la Sepur presenta unas capas rojas. Otra diferencia es la ocurrencia de las capas, la Sepur es una banda este-oeste, se supone que la formación Chemal ocurre al sur de esta cadena y la formación Lacandón hacia el norte.

También se puede correlaciona con la Serie Ocozocuantla en la parte central de Chiapas, México. Pero por la edad no podrían corresponder, aunque hay otra unidad que si podría correlacionarse con el sureste de México que es la formación Méndez. Pero esto queda incierto ya que se necesitaría un estudio de estratigráfico detallado en ambas formaciones así como un mapeo e identificación de las unidades cercanas a las fronteras.

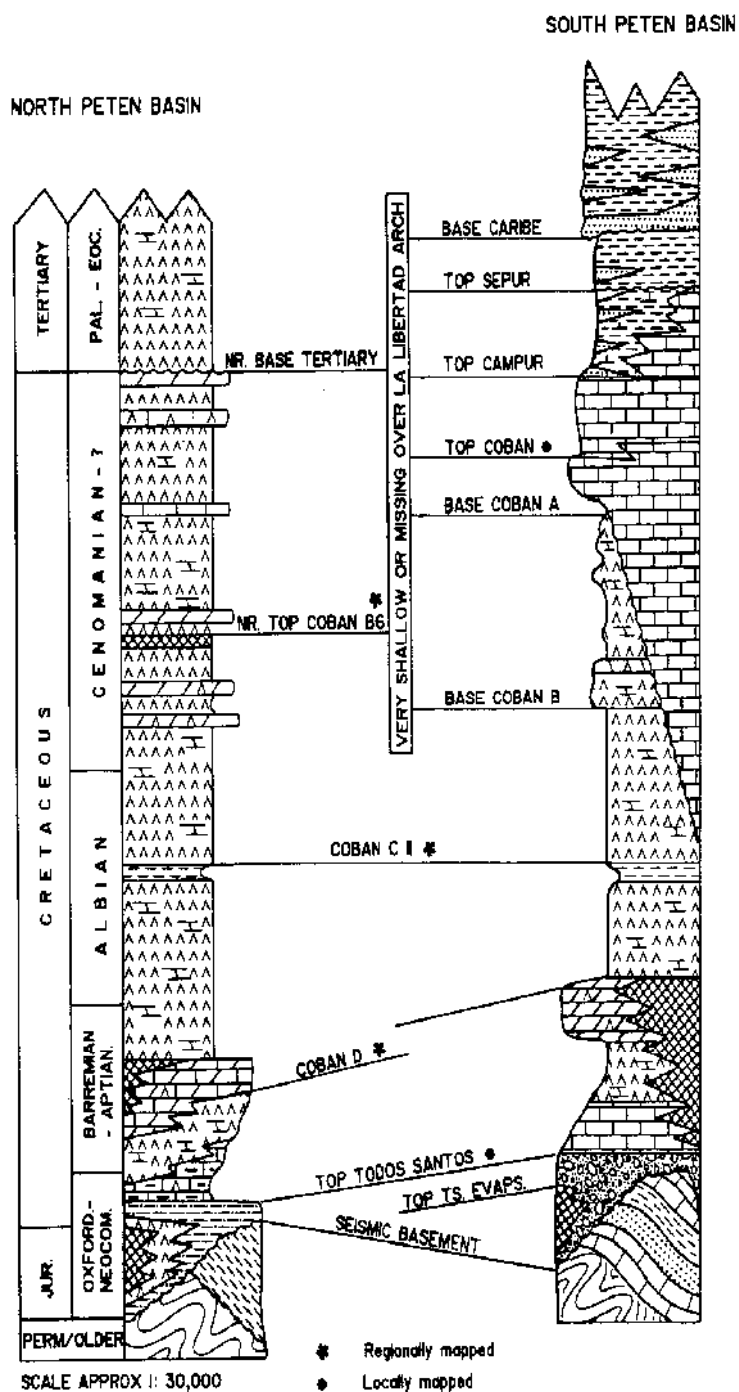
SECCION ESTRATIGRAFICA

Figura 10
Sección estratigráfica en tiempo cuenca Peten



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO GUA 83 007. 1 988

FIGURA 11
Geología petrolera Cuenca peten



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO GUA 83 007. 1 988

NOMBRE DE LA UNIDAD

Formación Lacandón

AUTOR

La Formación Lacandón fue nombrada primero por E.W. Vind y W.E. Swales en reportes privados de la Ohio Oil Company de Guatemala, dividieron tres miembros. Vinson (1962) propuso restringir la Formación Lacandón a la unidad más baja de Vind y Swales y a estratos mapeables similares del Cretácico Superior, encontrados en otras localidades en el sur de El Petén, al norte y sur de Belice, norte de Alta Verapaz y norte de El Quiché.

LOCALIDAD TIPO

La sección compuesta como la describen Vind y Swales, ocurre a 91° 10' Longitud Oeste, y 17° 7' Latitud Norte, a una elevación aproximada de 183 m cerca de Lacandón, Petén.

AFLORAMIENTO Y EXTENSION

La región Lacandón abarca mucho de las Montañas Usumacinta. Las que están relacionadas directamente al extremo oeste del anticlinorio arco Libertad que se extiende a través de Petén Central. La Formación se pierde en la parte central del arco Libertad.

Como está restringida por Vinson (1962) la Formación Lacandón está bien expuesta sobre los flancos sur y este del anticlinal Chinajá donde es de 250 a 300 m de espesor. Tiene también varios cientos de metros de espesor en el área de drenaje este de los ríos Machaquilá y Santa Amelia. En esta región del suroeste petenero, Vinson considera dudoso si esta unidad es en todos lados mayor a 400 m.

La Formación Lacandón probablemente se pierde en otros lugares estructuralmente altos en El Petén, donde la Formación Campur es delgada a ausente o donde la erosión Laramídica ha removido algo del intervalo Cretácico Superior.

La Formación Lacandón está característicamente desarrollada al sur de Belice aun cuando está localmente ausente en esa área debido a la erosión Laramídica post-Maastrichtiana y pre-Eocénica.

LITOLOGIA

De acuerdo a Vinson, consiste primariamente de calizas blanquecinas detríticas (calcarenitas de muy finas a gruesas), que están localmente asociadas con capas de algas y calizas microcristalinas de colores gris claro y amarillo claro a crema claro. Mucho del intervalo total parecen ser dolomitas y calizas sacaroidales a calizas y dolomitas recristalizadas. Los estratos recristalizados pueden ocurrir en una zona gruesa o pueden estar espaciados a través de toda la formación.

Generalmente las zonas de granos más finos están bien estratificadas mientras que las láminas de estratificación son a menudo apenas distintas en los intervalos estratificados masivos más gruesos. Brecha conglomerática, pseudobrecha y capas pseudoolíticas componen una parte menor de la unidad.

Las determinaciones paleontológicas por Bronnimann y Ashworth han resultado en una asignación definitiva de edad Maastrichtiana. Esto está basado en una fauna restringida y distintiva compuesta de:

Siderolitos vanbellini s.c.f. *skourensis*

Vaughanina cubensis

Orbitoides palmeri

Sulcoperculina lobosa

Cuneolina sp

Cosinella sp

Chrysalinida sp

Arenobulina sp

CONTACTO Y RELACIONES DE CAMPO

En el suroeste petenero la Lacandón está cubierta disconformemente por las facies lutíticas del Grupo Petén del Eoceno inferior. Vinson considera esto dudoso si esta unidad es en todos lados mayor de 400 m.

En el informe del NORCONSULT indican que la formación Lacandón se desarrolla en la parte oeste de la cuenca Petén Norte.

EDAD

Las determinaciones paleontológicas por Bronnimann y Ashworth han resultado en una asignación definitiva de edad Maastrichtiana.

Para relacionar la formación con otros miembros del Grupo Verapaz, Vinson (1962), sugiere un rango de edad de Maastrichtiano a Campaniano.

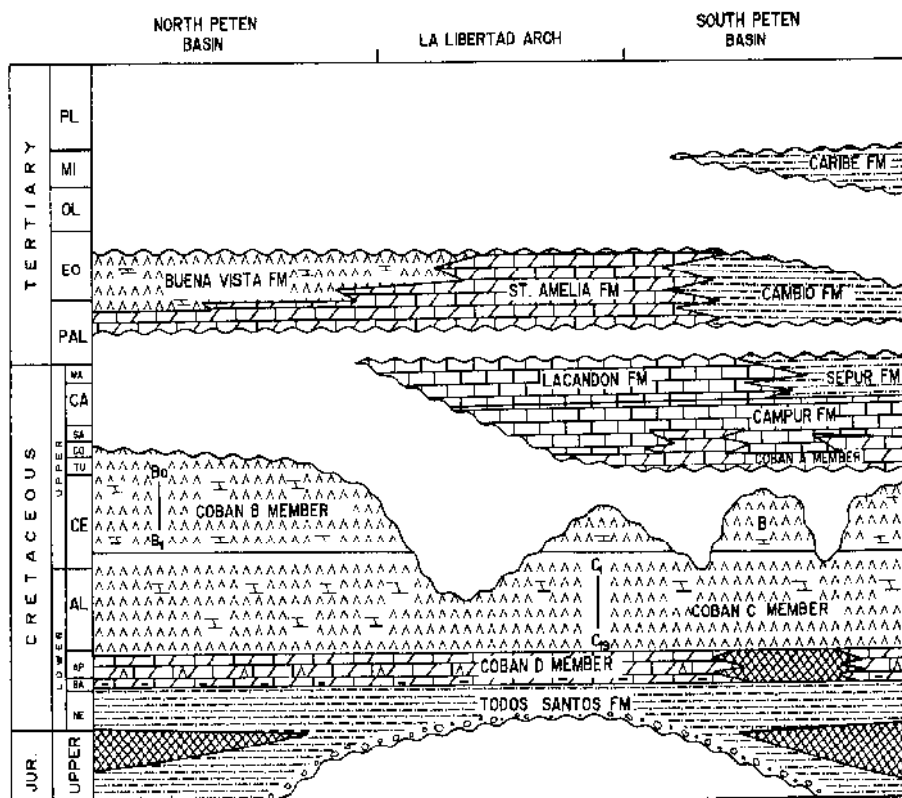
EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

La Formación Lacandón es correlativa con una gran parte de la Serie Ocozocuantla de Chiapas central, México. Sin embargo, el último corresponde más cercanamente en carácter litológico y rango de edad con las Formaciones Chemal y Sepur.

SECCION ESTRATIGRAFICA

Figura 12

Seccion estratigráfica y la correlacion dentro de lamisma cuenca.



Fuente: NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO GUA 83 007. 1 988

REFERENCIAS

Alonso, Marlon R.; Noguera, José F. Estudio Geológico y Estratigráfico del Grupo Sepur. Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas. 1 993.

Amilcar Cac Caal. Mapeo Geologico en el Departamento de Izabal, Guatemala: Estudio de las unidades de rocas ubicadas al sudoeste de Toquelá, Municipio de Livingston. Trabajo de Graduacion. USAC/CUNOR Coban 2 008

Chen Bac, Christopher. Informe Final de Trabajo Final de Campo, Denominado Mapeo Geologico en Baja Verapaz: Analisis litologico y Estructural de 21 kilometros cuadrados a escala 1: 25 000 ubicado al suroeste del Municipio de Purulha. Trabajo de Graduacion. USAC/CUNOR. Cobán 2010

Coy Fernandez, Frendy.. Mapeo Geologico en la aldea El Tempisque y Alrededores. al Norte de Salama, Baja Verapaz. TRABAJO FINAL DE CAMPO. USAC/CUNOR Cobán 1998

Donnelly, Thomas, Et. Al. Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks. USA, The Geological Society of America, 1 990. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

E. Fourcade Dating of the septlement and Drowing of the carbonate plataform. an of the overthrusting of the ophiolite on the maya block during the mesozoic (guatemala) 1993

E. Fourcade et al. Estudio de Formaciones Cretacicas de los Alrededores del Lago de Izabal. 1992-1993

Esler, George C. Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from Guatemala. Lousiana State University, Baton Rouge, Lousiana USA . 1969

H. Doust Estudio de facies in situ. Reporte de la excursion al Lago de Izabal, Guatemal. 1992

Michaud, F. et al. El cretacico medio y superior de la parte meridional del bloque maya. 1992

Millan, S.M. (Comp.) Léxico estratigráfico preliminar de Guatemala norte y centro. Guatemala: Usac/Cunor., 1 985. (Traducción libre Mauricio Chiquín Yoj).

Monroy, Samuel. Estudio Geológico en Guatemala: Mapeo Geológico de Superficie al Sur de la aldea Chocón, Livingston, Izabal. Trabajo de graduación USAC/CUNOR. Cobán 2009

Morán Ical, sd. Estudio geológico-estructural y estratigráfico-secuencial de las unidades litológicas al norte de la aldea San Gabriel del municipio de San Miguel Chicaj, B.V.

NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. Introducción. La Cuenca Petén. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO Gua 83 007. 1 988

NORCONSULT. Geología Petrolera de Guatemala. La cuenca del Pacífico y La cuenca de Amatique. NACIONES UNIDAS PROGRAMA PARA EL DESARROLLO Gua 83 007. 1 988

Requena, Jaime. Geología del Cuadrángulo Salamá. USAC/CUNOR, Cobán 1999

Russell E. Clemons, Burke Burkart. Stratigraphy of Northwestern Guatemala. (1971)

Shell Exploradora y Productora de Guatemala. Informe Final de Geología, Guatemala: Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas 1993.

Vidaurre Lemus, M. E. Estratigrafía del área Panimaquito, Purulhá , B.V. USAC/CUNOR Cobán 2000

GRUPO PETÉN

Paola Mariana Ligorria Macz

USAC/CUNOR, Carrera de Geología 2010

Anteriormente llamado “Yeso Petén” (Oligoceno), “Calizas Petén” y “Margas y Calizas Petén”, por Sapper y Wadell (1926). La condición de Grupo fue propuesta por Vinson (1962).

Al norte del eje de las montañas Libertad-Maya se divide en:

- Formación Santa Amelia Inferior y
- Buena Vista Superior.

Al sur del eje en El Petén y norte de los departamentos de Alta Verapaz y el Quiché:

- Formación Cambio,
- Formación Reforma,
- Formación Santa Amelia

El grupo Petén al Sur de las Montañas Maya en Belice, y adyacente a El Petén e Izabal está representado por una única formación que es la formación Toledo que es el equivalente de las formaciones Cambio y Reforma.

Tabla 1 Resumen de las características litológicas del Grupo Petén

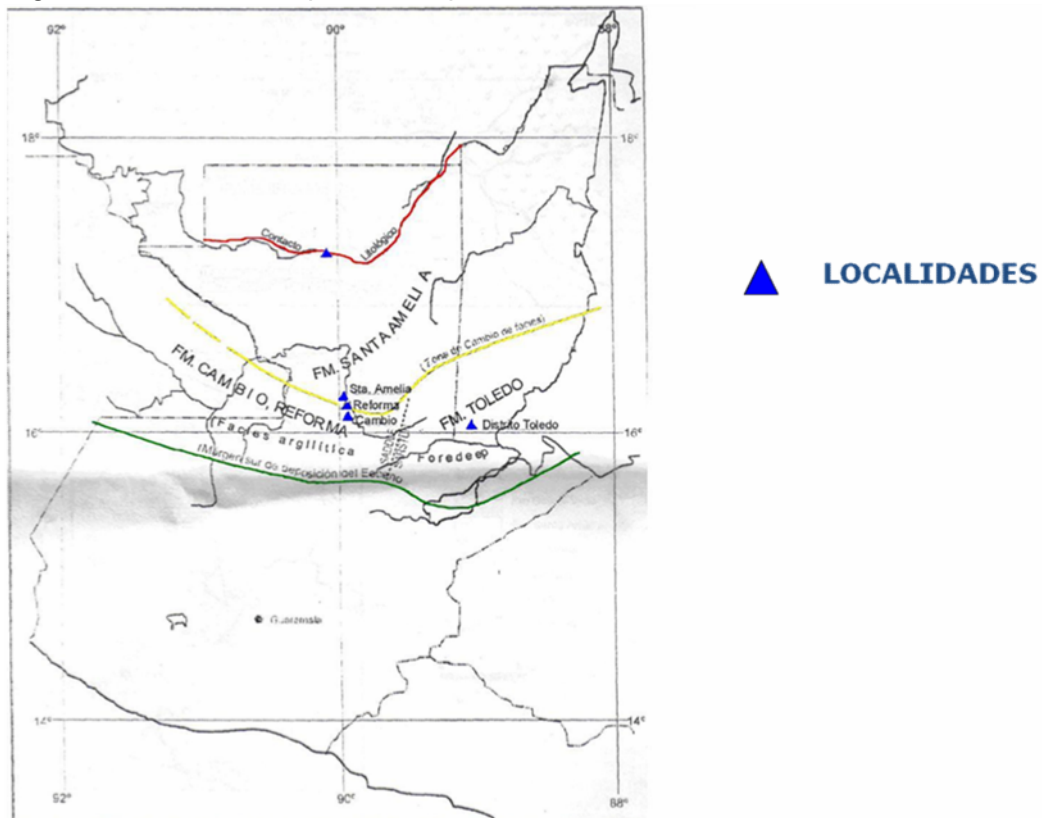
FORMACIONES	LITOLOGÍA
Formación Cambio	Lutita endurecida
Formación Reforma	Lutita arcillosa más suave
Formación Toledo	Lutita dura y Lutita arcillosa
Formación Santa Amelia	Caliza y Dolomita
Formación Buena Vista	Yeso, Caliza y Dolomita

Las Formaciones Buena Vista y Santa Amelia son depósitos de tipo plataforma y la Cambio, Reforma y Toledo son de tipo cuenca profunda.

Todas las formaciones del Grupo, con excepción de la Formación Buena Vista de plataforma superior, se caracterizan por buenas asociaciones

planctónicas dominadas por las especies de *Truncorotalia*, *Globorotalia* y *Globigerina* del Eoceno Temprano.

Figura 1 Localidades tipo del Grupo Petén



FORMACIÓN CAMBIO

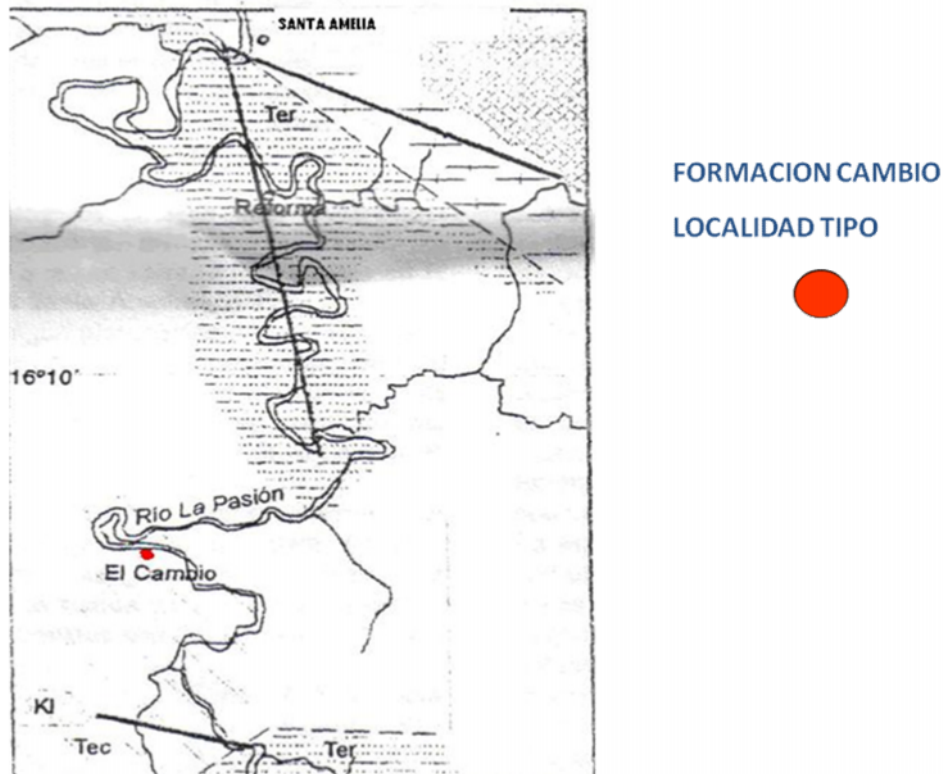
AUTOR

El nombre de la Formación fue primero definido por J.P. Gallagher en un reporte privado no publicado de Esso Standard (Guatemala) Inc. La sección tipo, cerca de El Cambio, fue definida primero por Vinson (1962) quién introdujo el nombre de la formación en la literatura publicada.

LOCALIDAD TIPO

En El Cambio Petén, la sección tipo de la formación se encuentra sobre el flanco este del domo San Diego 90°06 longitud oeste, 16°03 latitud Norte, 6.5 km al sur de El Cambio sobre el río la Pasión.

Figura 2 Localidad tipo de la Formación Cambio



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

La Formación posee una sección de referencia accesible a lo largo del río Pasión al Norte y sur de El Cambio donde están presentes las mejores exposiciones aunque con un plegamiento más complicado.

La formación se presenta en un cinturón E-W al sur de El Petén, y más hacia el sur en Guatemala central, donde se depositó cerca del eje de la cuenca Terciaria.

LITOLOGIA

La formación Cambio representa las facies de lutita y grawaca del grupo Petén del Eoceno Inferior. El horizonte también contiene calizas fragmentales, margas, limonitas, calizas conglomeráticas y conglomerados de caliza basal muy lenticular. Estos conglomerados son estratos prominentes con espesores de 20, 70 y 100mt presentes cerca de la localidad tipo.

FOSILES

La fauna esta compuesta de una asociación pelágica y planctónica abundante caracterizada por *Truncorotalia cf. T arangonensis*, grupo *Globorotalia membranacea*, y *Globigerina stainforth*; asociado con *Pseudopharagmima sp.*, *Chilogumbelina sp.*, *Rhapydionina sp.*, *Discocyclina sp.*, *Radiolaria* y *Corollinaceas*.

ESPESOR

El espesor de la Cambio en la localidad tipo es de 745mt. su espesor es un poco menor que en Alta Verapaz, donde está subyacida disconformemente por depósitos de tipo clástico del Cretácico Tardío.

CONTACTOS Y RELACION ESTRATIGRAFICA DE CAMPO

Con la formación Lacandón por una discordancia angular. Al noroeste del área tipo, está cubierta discordantemente por depósitos terrestres y deltáicos de la formación Caribe y subyacida por una facie de caliza fragmental de la Formación Lacandón.

La Formación Cambio gradúa hacia arriba y lateralmente en lutitas arcillosas más suaves de la Formación Reforma.

La Formación Cambio se distingue de la Formación Reforma por la facies conglomerática basal de la Cambio y por el mayor endurecimiento de las capas argilíticas.

EDAD

La edad de esta asociación es Eoceno Temprano, aunque *un* rango del Paleoceno a Eoceno Temprano no debe ser totalmente excluida para la Cambio en su desarrollo más profundo en la cuenca.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

Son equivalentes con las capas de la Formación Toledo del sur de Belice son equivalentes en parte en edad y facies

FORMACION REFORMA

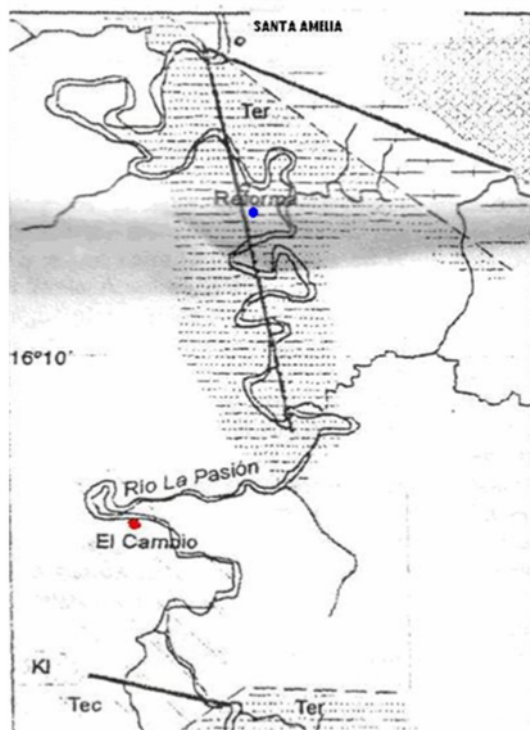
AUTOR

Fue definida y usada primero por J.P. Gallagher.

LOCALIDAD TIPO

Finca la Reforma, sobre el río la Pasión entre Santa Amelia Petén y la desembocadura del río Machaquilá.

Figura 3 Localidad tipo de la Formación Reforma



FORMACION REFORMA

LOCALIDAD TIPO



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

Tiene una extensión areal limitada flanqueando el anticlinal regional Caribe del sur de El Peten, y ocurre también en la cuenca de drenaje superior del río La Pasión, del norte - centro de Alta Verapaz.

LITOLOGIA

Lutitas arcillosas, contiene biohermas ocasionales, biostromas, capas de ostras, limonitas argílicas raras.

FOSILES

Asociación planctónica abundante del Eoceno Temprano similar, pero más rica en especies, a las asociaciones planctónicas de las formaciones Cambio y Santa Amelia. La fauna incluye:

- *Globorotalia broedermanni*,
- *Globigerina* sp.
- Ostrácodos y radiolarios.

La fauna orbitoidea indica condiciones deposicionales un poco más someras que las notadas en La Formación Cambio (Paleontología por Paul Bronnimann citada por Vinson, 1962).

ESPESOR

El espesor de la formación en la localidad tipo es de 765m. Una sección incompleta de 265m fue medida al sureste y la parte sur - central de El Peten a lo largo del río La Pasión.

Este es el espesor aproximado de la formación en el extremo oeste del anticlinal Caribe. Decrece marcadamente en espesor al oeste de la localidad tipo Reforma.

CONTACTOS Y RELACION ESTRATIGRAFICA DE CAMPO

Cubiertos con angularidad aguda por la formación Caribe; y cubierta localmente en las tierras bajas de la cuenca Chapayal por depósitos aluviales no consolidados del Cuaternario.

La Reforma gradúa lateralmente y hacia abajo a capas de la Formación Cambio al sur de la localidad tipo, y en capas de la Formación Santa Amelia al norte de esta localidad.

EDAD

Eoceno Temprano, basado en la microfauna.

FORMACION SANTA AMELIA

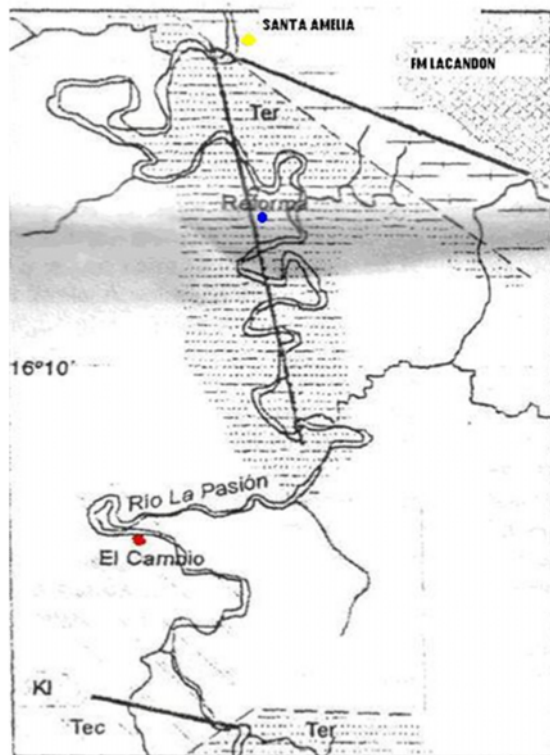
AUTOR

La localidad tipo y el nombre de la formación fueron primero definidos por J.P. Gallagher en un reporte privado no publicado de Esso Standard (Guatemala) Inc.

LOCALIDAD TIPO

Entre Santa Amelia Petén sobre el río la Pasión y río Santa Amelia.

Figura 4 Localidad tipo de la Formación Santa Amelia



FORMACION STA AMELIA

LOCALIDAD TIPO



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

Esta formación está bien expuesta sobre los flancos del arco La Libertad en El Petén, al norte de Belice y en la región Lacantún del este de Chiapas, México.

LITOLOGIA

Una superficie kárstica moderadamente interestratificada con arcillas evaporíticas rojizas y brechas de caliza. Zonas lenticulares de caliza de estratos gruesos y de yeso, estratos gruesos a delgados. Zonas de anhidrita ocurren en el subsuelo.

La formación es la facies de plataforma de dolomita, caliza y marga.

FOSILES

Presenta asociaciones bentónicas y planctónicas idénticas con las de la Formación Cambio.

Los únicos aspectos faunales diferentes de la Santa Amelia son los miliólidos, algas y moluscos que reflejan depósitos de agua somera y de tipo plataforma.

ESPESOR

El espesor de la Formación Santa Amelia en la sección tipo es de 1300 m. Una sección potencialmente más gruesa se sugiere por afloramientos extensos al norte de la laguna Gloria en el flanco norte del arco La Libertad.

CONTACTOS Y RELACION ESTRATIGRAFICA DE CAMPO

Cubierta en el norte de El Petén por la formación Buena Vista.

Sobre el flanco sur del arco La Libertad, está cubierta discordantemente por la Formación Lacantún y formación Caribe.

Debido a la erosión Laramídica, la Formación está cubierta variadamente por las formaciones Cobán, Campur y Lacandón.

Se diferencia de la Buena Vista por una zona evaporítica de 200 m que localmente es casi yeso, marcando la base de la Buena Vista.

EDAD

Eoceno Temprano, basado en dataciones faunísticas bentónicas y planctónicas

FORMACION BUENA VISTA

AUTOR

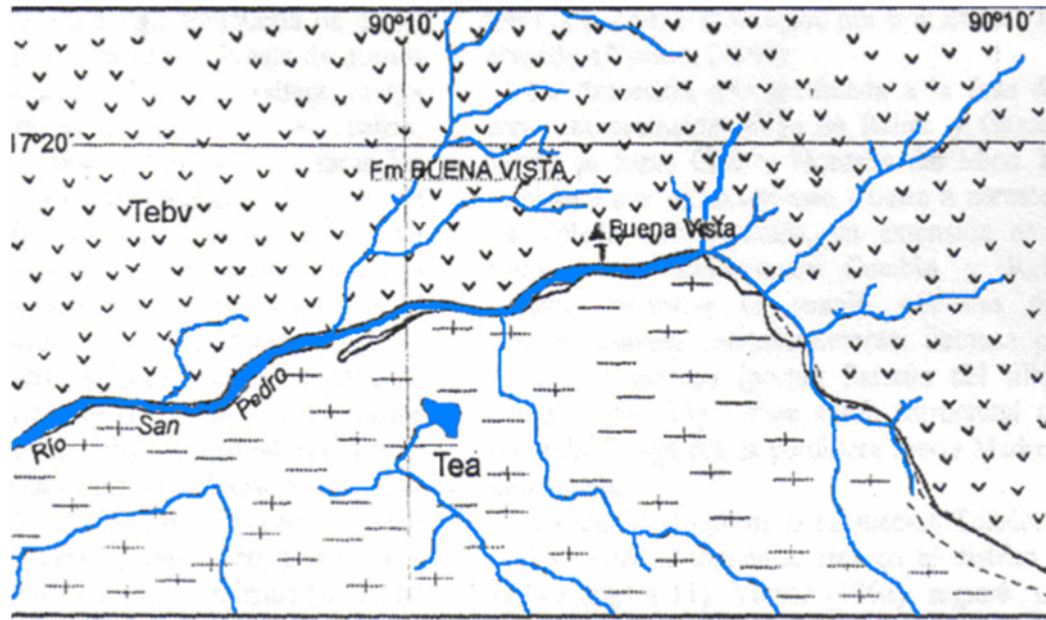
Primeramente llamado por J.P. Gallagher en un reporte privado no publicado de Esso Standard (Guatemala) Inc.

LOCALIDAD TIPO

En el escarpe Buena Vista en el pico Buena Vista aproximadamente a 24 km del este de paso Caballos.

Figura 5 Localidad tipo de la Formación Santa Amelia

FORMACION BUENA VISTA



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

El área de afloramientos es amplia con un buzamiento regional suave. Se extiende hacia el norte en Campeche y posiblemente Quintana Roo y hacia el oeste en Tabasco, México.

La sección tipo se extiende desde las capas más bajas de yeso en la base del escarpe, hasta el tope del pico Buena Vista.

Se ha reportado que estratos del Eoceno se encuentran sobre una gran área de la península y hasta en el estado de Yucatán; el Eoceno de esta región de México es una continuación de las Formaciones Santa Amelia y Buena Vista.

LITOLOGIA

Está compuesta de capas lenticulares de yeso masivo, caliza y dolomita de granos finos, de color blanco a crema, dolomita

yesífera, caliza esferoidal, brecha de caliza, conglomerado, y arcilla yesífera rojiza.

EDAD Y FOSILES

Edad del Eoceno Inferior.

Existe una microfauna muy limitada y una fauna de moluscos medianamente abundante, de formas que son idénticas a aquellas en la subyacente Formación Santa Amelia. Ningún planctónico ha sido reportado pero otras especies tales como *Rotalia* sp., *Rhapydionina* sp., y *Discorbis* sp., son idénticas a aquellas de la Santa Amelia de Petén central.

EQUIVALENCIAS ESTRATIGRAFICAS

La Formación Icaiché en México es el equivalente de la parte inferior de la Formación Buena Vista.

NOTAS

El grupo Petén esta constituido litológicamente por lutitas en la base y calizas y dolomitas en el techo, las variaciones existentes entre las formaciones son principalmente texturales. A partir de esto se propone combinar las formaciones Cambio, Reforma y Santa Amelia en una sola, teniendo como fundamento que son el resultado de la variación lateral existente a través del tiempo, de la depositación en la plataforma de Yucatán y Peten.

Los límites discordantes existentes pueden ser el resultado de un pequeño lapso de tiempo de no depositación y la acción de la erosión, además de incidencia de la tectónica global.

Otro argumento que respalda esta propuesta es la cercanía entre las tres localidades tipo y que las mismas se localizan sobre el río La Pasión. Además las edades propuestas para dichas formaciones son del Eoceno Temprano, debido a la asociación faunal de foraminíferos planctónicos y bentónicos; dichas asociaciones son casi idénticas en las formaciones Cambio, Reforma y Santa Amelia, solamente con variación en la ocurrencia de algunas especies, es por dichas razones que se hace la anterior proposición.

Se propone unificar la Formación Cambio, Reforma y Santa Amelia como una sola, perteneciente al Grupo Petén. Aunque para realizar esta unificación es necesario realizar un mapeo de campo y análisis petrográficos a las rocas que afloran en la cuenca de El Petén.

BIBLIOGRAFIA

Millan, S.M., 1985. Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro. Traducido por Mauricio Chiquín Y.

FORMACIONES: TOLEDO, DESEMPEÑO, LACANTUN Y CARIBE
 COMPILACION POR: FREDY ROLANDO CARBONELL SUEVERN
 USAC/CUNOR, CARRERA DE GEOLOGIA 2010

FORMACION TOLEDO

MARCO GEOLÓGICO

Descrita y nombrada por Ower en 1928, quién describió una serie de clásticos que consisten en lutitas, lodolitas, areniscas calcareas, que ocurren al sur de Belice, y en Guatemala al sureste de Petén y este de Izabal.

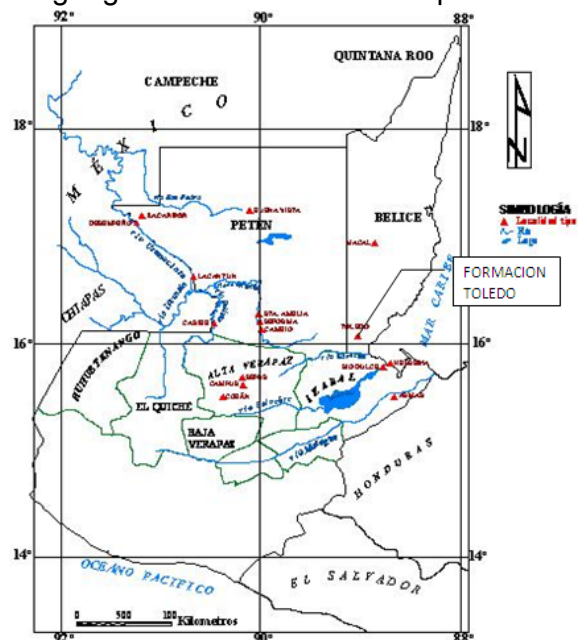
AFLORAMIENTO Y EXTENSION:

Localizada en la fosa del río Sarstún, entre las montañas Maya en Belice y en la Sierra de Santa Cruz y Montañas del Mico en Guatemala. Su extensión predomina en direcciones este-oeste y noreste-sureste. Aflora al sureste de Petén a lo largo de la carretera de Cadenas a Poptún.

LOCALIDAD TIPO:

Aunque no se ha propuesto un punto específico, se ubica en el Distrito de Toledo, en Belice (Figura 1).

Figura 1 Ubicación geográfica de la Localidad Tipo de la Formación Toledo.



Fuente: Modificado del Léxico estratigráfico de S.M. Mi

LITOLOGIA

Según Vinson (1962) consiste en una secuencia interestratificada repetida de arcillolitas y limolitas con menos arenisca, calcarenitas, calcilimolitas y conglomerados de caliza. Las arcillolitas, limolitas y areniscas son principalmente de color café chocolate a gris oscuro y café olivino con mezcla de amarillo, rojo, negro y verde. Las limolitas es partes calcareas y brechosas a granulares con coloración parda sucia a naranja, café y gris olivo.

La estratificación es uniforme y delgada, comúnmente entre los 2.5 a 7. En toda la sección ocurren capas delgadas a medianas de calcarenitas y calcilimolitas café a blancuscas, de mala mala clasificación; con contenido de granos ígneos y de caliza, y en algunos lugares chert.

Son poco comunes las capas lenticulares delgadas de caliza y brecha de caliza-chert, son de color blancusco pardo a gris claro, con fragmentos de caliza, chert e ígneos de tamaño de guijas y guijarros.

En la base de la formación aparecen capas mas gruesas que son conglomerados de caliza y calcarenitas. El espesor probable máximo es de los 2000 metros.

CONTACTOS Y RELACIONES DE CAMPO:

Subyacida por las calizas por las calizas de la Formación Lacandón y Formación Campur; separada con las Formaciones del Cretácico y Terciario por una discordancia angular localmente insignificante y cubriendo el transgresivo del Terciario.

Esta siendo sobreyacida por la Formación Río Dulce, Vinson (1962) no ubico el contacto con la Formación Río Dulce y Toledo, aunque indica que por la relaciones de buzamiento y afloramiento en los horizontes, arriba y abajo del contacto, revela una discontinuidad angular insignificante (Figura No. 2, relaciones estratigráficas con las Formaciones Caribe, Campur y Lacantun).

Figura 2 Restratigráficas con las Formaciones Caribe, Campur y Lacantun



Fuente: Elaboración propia en base al Lexico Estratigrafico de Millan.

EDAD:

Conforme con lo propuesto por Paul Bronnimann (Dixon,1957) es del Eoceno, posiblemente del eoceno medio a inferior, en base a una rica asociación de foraminíferos; sin embargo Vinson (1962) indicó que está restringida al eoceno inferior.

FOSILES:

Según Bronnimann los foraminíferos son planctónicos y se caracterizan por:

- Globorotaria,
- Truncorotalia,
- Globigerina,
- Discocyclina y
- Lepidocyclina.

CORRELACIONES:

Según el Léxico estratigráfico se correlaciona en tiempo y litología a las Formaciones Cambio y Buena Vista.

FORMACIÓN DESEMPEÑO

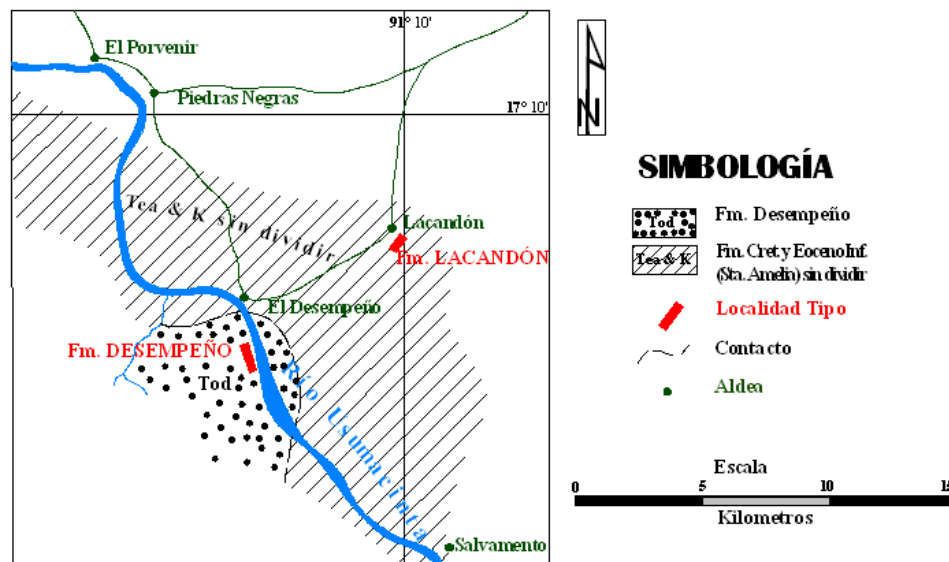
MARCO GEOLÓGICO

También llamada Formación de conglomerados Desempeño, Formación terrígena y conglomerática, fue definida por Vinson en 1962.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

Aflora al noroeste de Petén, desde el Cayo a la localidad Desempeña, a lo largo del Usumacinta. No se ha reconocido en otra parte de Guatemala, en extensión areal no sobrepasa unas pocas millas cuadradas (Figura 3).

Figura 3 Mapa de afloramiento, Localidad tipo y relaciones estratigráficas de la Formación Desempeño

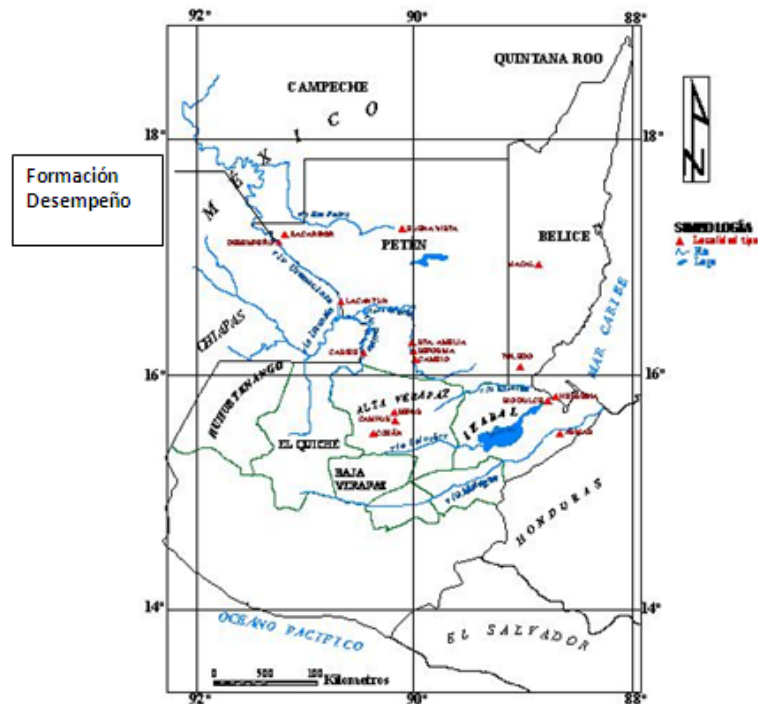


FUENTE: Elaboración propia. Modificado de Vinson, 1962, tomado del Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte y Centro.

LOCALIDAD TIPO

Vinson (1962) designó la localidad tipo, en el canal del Usumacinta, al sur de la aldea El Desempeño, oeste de Petén, cerca de 81°12' Longitud Oeste, 17°15' Latitud Norte, a una elevación estimada de 61 a 71 metros (Figura 4).

Figura 4 Ubicación geográfica de la Localidad Tipo de la Formación Desempeño.



Fuente: Modificado del Léxico estratigráfico de S.M. Millan.

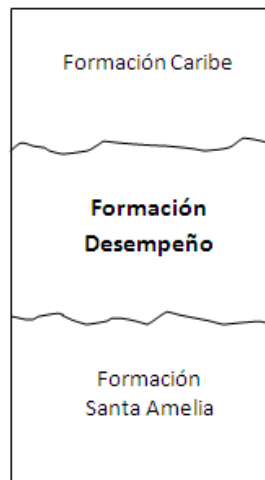
LITOLOGÍA

El léxico estratigráfico (compilado por Millan, 1985) describe la litología de la Formación Desempeño como una Formación que consiste en conglomerados de tipo de canal de tamaño variable, con guijarros cuarcíferos y silíceos de hasta 10 cm. de diámetro. Los conglomerados son masivos y duros, color gris, meteorizando a negro. Los guijarros son similares a los de la Formación Caribe y Lacantún, en donde indican una fuente similar. En la localidad tipo el espesor alcanza los 200m.

CONTACTOS Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Se ubica sobre la Formación Santa Amelia en contacto discordante a lo largo del Río Usumacinta (Figura 5, Relaciones estratigráficas de la Formación Desempeño). Y está siendo sobreyacida discordantemente por la Formación Caribe (Léxico Estratigráfico, Millan).

Figura 5 Relaciones estratigráficas de la Formación Desempeño



Fuente: Elaboración propia en base al Lexico Estratigrafico de Millan.

EDAD

Desconocida, sin embargo es Post-eoceno temprano y puede ser reciente (Léxico Estratigráfico, Milian 1985).

CORRELACIONES

Según el Léxico Estratigráfico de Milian (1985) “Estratigráficamente y por características líticas puede relacionarse en tiempo con la deposición de las formaciones Lacantún y Caribe (Léxico Estratigráfico, Milian 1985). Aunque difiere de la Lacantún por su mayor dureza y su notable tipo de facies.

FORMACION LACANTUN

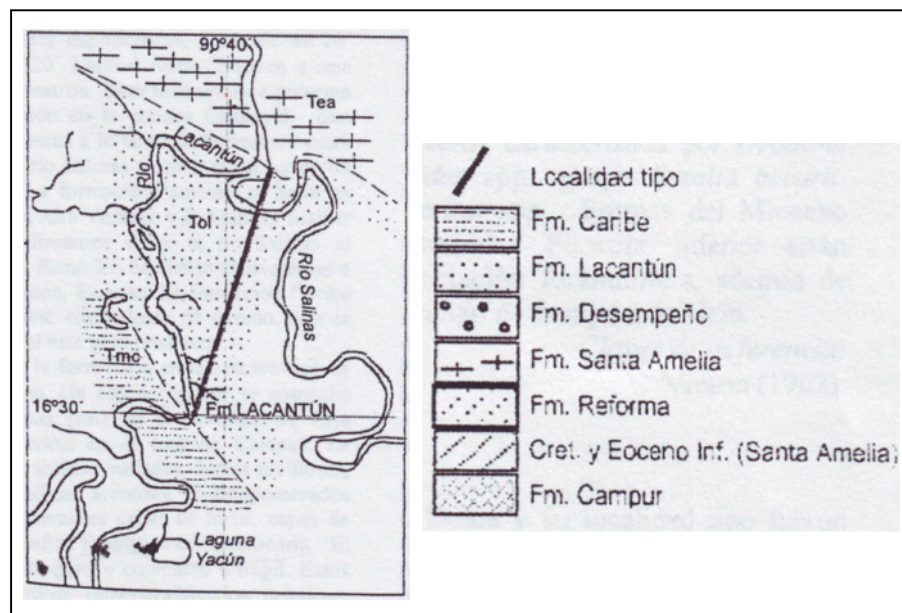
MARCO GEOLÓGICO

Descrita y nombrada por J.P. Gallagher en donde indica que consiste en capas rojas, principalmente conglomerática, de forma lenticular, con un espesor que llega hasta 500m.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

En base a Gallagher aflora al suroeste de Petén (Guatemala) y al este de Chiapas (México), en la región inferior de los ríos Salinas, Lacantún y Pasión y superior del río Usumacinta (Figura 6).

Figura No. 6: Localidad tipo de la Formación Lacantún.

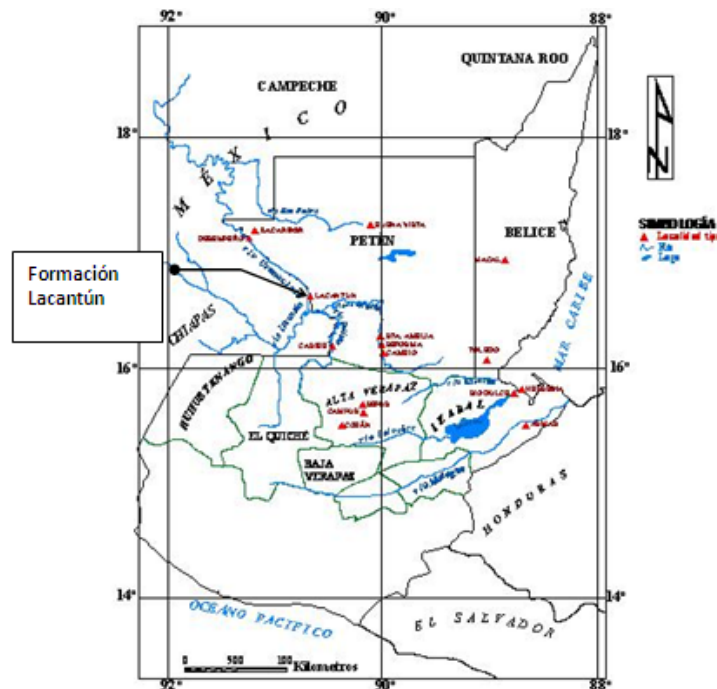


Fuente: Modificado del Léxico Estratigráfico.

LOCALIDAD TIPO

Según Gallagher la localidad tipo se encuentra a 90°40` longitud Oeste y 16°36` latitud Norte, en cercanías de la desembocadura del Río Lacantún al Río Salinas, a una altitud de 84 msnm (Figura 7).

Figura 7 Ubicación geográfica de la Localidad Tipo de la Formación Lacantún.



Fuente: Modificado del Léxico estratigráfico de S.M. Millan.

LITOLOGÍA

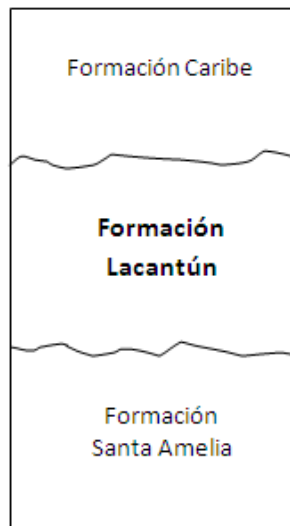
En el Lexico Éstratigrafico (Milian, 1985) indica que consiste en areniscas y limolitas arcósicas y ferruginosas rojas y café, arcillolitas ferruginosas y arcósicas rojas y café, conglomerados ricos en cuarzo y lutitas nodulares que varían de duras a suaves y coloración variada, generalmente son esponjosos a micáceos. Las capas conglomeráticas y arenosas y menormente lutitas nodulares y arcillolitas son característicos de depósitos de canal. En espesor varia de los 300 a 500 m se pueden apreciar en la localidad tipo, a unas 30 millas al sur la formación es menor a los 50 m.

CONTACTOS Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Un contacto discordante entre la Formación Lacantún y la suprayacente Formación Caribe, que representa un periodo muy corto de no deposición, sin embargo por ser un deposito lenticular local no subyace en toda su extensión a la Formación Caribe; en la desembocadura del Río Lacantún en el Río Usumacinta, la capas del basamento de la Formación Lacantún sobreyacen discordantemente a capas de la Formación Santa Amelia (Léxico

Estratigráfico, Millan 1985), (Figura 8, relaciones estratigráficas de la Formación Lacantun).

Figura 8 Relaciones estratigráficas de la Formación Lacantún.



Fuente: Elaboracion propia en base al Léxico Estratigráfico de Millan.

EDAD:

Para la datación, en la Formación Lacantún solo se ha asociado los remanentes fósiles de pantas; plantas similares surgen en la suprayacente Formación Caribe, en donde esta ha sido datada por otras asociaciones faunales y sugieren edad del Oligoceno tardío (Léxico Estratigráfico, Millan 1985). Ya que la Formación Lacantún es básicamente conglomerados, se sugiere que esta se depositó relativamente solo un corto período de tiempo antes que la Formación Caribe, en base a esto se le atribuye la edad de Oligoceno Tardío.

FOSILES:

Los únicos fósiles que aparecen en la formación son remanentes de plantas que no fueron datados (Léxico Estratigráfico, Millan 1985).

FORMACIÓN CARIBE

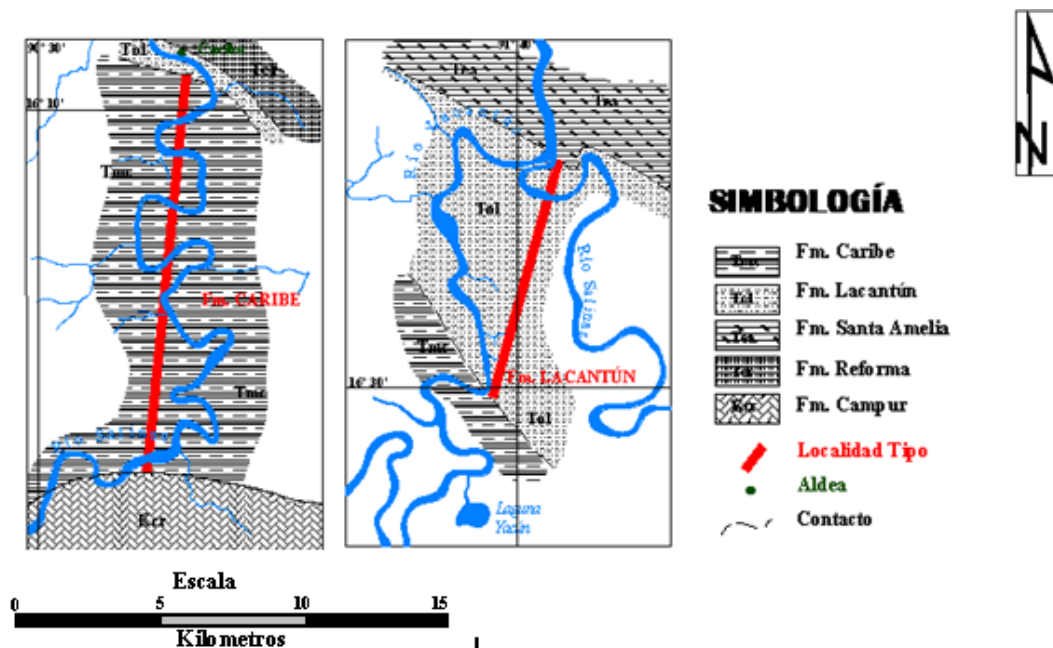
MARCO GEOLÓGICO

La formación Caribe fue definida por J.P. Gallaher en un reporte privado para Esso Guatemala Inc.

AFLORAMIENTO Y EXTENSIÓN

Según Norconsult A. S. se encuentra distribuida en pequeñas superficies de la cuenca de Petén Sur, principalmente aflora en áreas de sinclinales; en el léxico estratigráfico (Millan, 1985) complementando lo anterior menciona que se exhibe sobre un extenso territorio en la cuenca Chapayal. Se expone claramente a lo largo del río Salinas en la frontera Petén-México y el río Lacantún al este Chiapas. Así también se encuentra en regiones cercanas al Quiché y Alta Verapaz (Figura 9).

Figura 9 Mapa de afloramientos y contactos litológicos para la Formación Caribe.

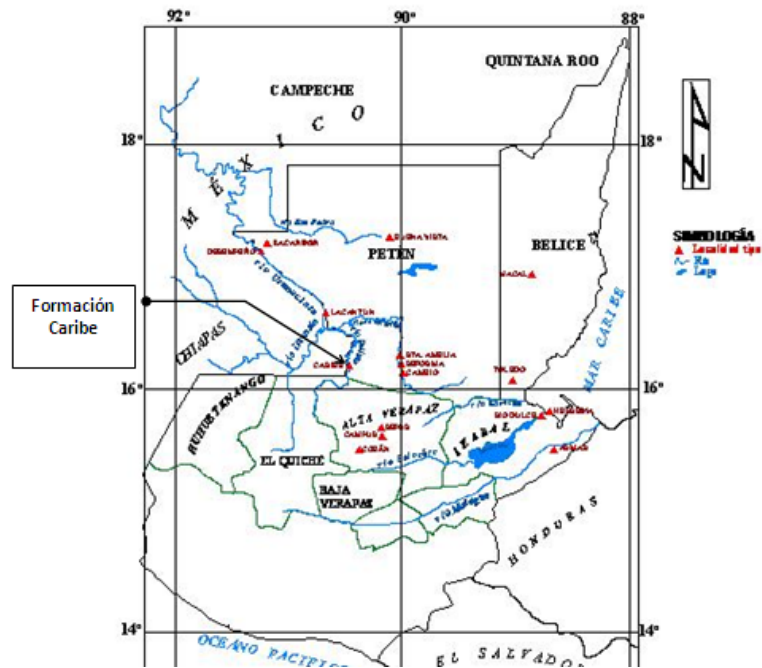


FUENTE: Elaboración propia modificado de Vinson (1962)

LOCALIDAD TIPO

Su mejor exposición se encuentra en el Río Salinas, en la frontera con México, y es aquí en donde se encuentra su sección más completa (Léxico Estratigráfico, Millan 1985). La ubicación geográfica de la localidad tipo están cerca de 90°26' Longitud Oeste y 16°20' Latitud Norte (774230, 1807536 UTM, WGS84 Z15) (Figura 10) a una elevación de 150 m (Léxico Estratigráfico, Millan 1985).

Figura 10 Localidad tipo de la Formación Caribe.



Fuente: Modificado del Léxico estratigráfico de S.M. Millan.

LITOLOGÍA

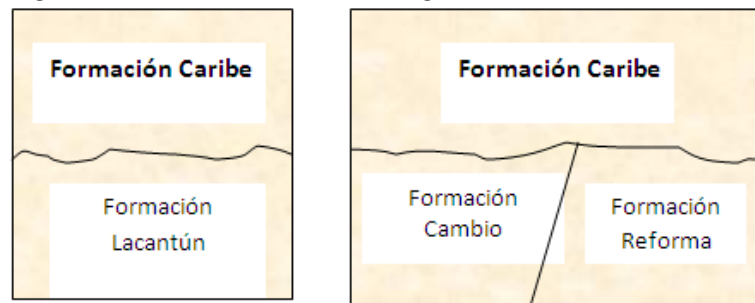
La formación Caribe consiste en capas interestratificadas de arcillas variadas, lutitas arcillosas, arenillas, areniscas, calizas arenosas (calizas de agua fresca), y conglomerados ricos en cuarzo (Millan, 1985). Es frecuente encontrar capas de turba, de moluscos (capas fosilíferas ricas en ostrácodos y ostras) y lentes de caliza limolítica concrecionaria (Léxico Estratigráfico, Millan 1985). El endurecimiento varía de duro y compacto a frágil.

En la sección tipo el espesor total de la formación es un poco más de 800 m (Lexico Estratigráfico, Millan 1985). Norconsult A. S. citando a Elf (1983) señala que el espesor de la formación varía de los 750 a los 3000 metros y el espesor máximo se encuentra en el área al sur del pozo Xalbal, esto es cerca del domo Salinas (sal) en el Noroeste de Alta Verapaz.

CONTACTOS Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

El Léxico Estratigráfico con respecto a los contactos y relaciones estratigráficas de la Formación Caribe describe que es subyacida por la Formación Lacantún, esto en las cercanías de la confluencia del río Lacantún con el río Salinas. En las cercanías al este del la localidad tipo, con una disconformidad angular aguda a las Formaciones Cambio y Reforma. Así también en las montañas plegadas al sur de la localidad tipo, sobreyace la Formación Santa Amelia y rocas del Cretásico superior. No hay formación que cubra a la Caribe, excepto depósitos aluviales locales del pleistoceno y reciente (Figura 11, Relaciones estratigráficas de la Formación Caribe).

Figura 11 relaciones estratigráficas de la Formación Caribe.



Fuente: Elaboración propia en base
Al Léxico Estratigráfico de Millan.

AMBIENTE DE FORMACION

Norconsult A.S. menciona que la formación en tanto a la litología es muy variable lateralmente y que se depositó en ambientes que oscilan entre marino somero hasta deltaico no marino y van desde ambientes de depositación de sedimentos de tipo deltaicos, lagunales, lacustres y terrestres (corrientes).

EDAD:

Basado en fauna de agua fresca a media en salinidad, la edad varia de el Oligoceno tardio a Plioceno temprano (Lexico Estratigráfico, Millan 1985).

FÓSILES

Principalmente los fósiles encontrados corresponden a fauna de agua fresca a media en salinidad, los que constituyen capas fosilíferas ricas en ostrácodos y ostras y una microfauna de foraminíferos caracterizada por *Orbulina saturalis*, *Globigerinoides spp.*, grupo *Rotalia becarii*, *Bolivina spp.*, y *Uvigerina spp* (Lexico Estratigráfico, Millan 1985).

CORRELACIONES

La formación Caribe probablemente es correlacionable en tiempo a la Formación Rio Dulce (Lexico Estratigráfico, Millan 1985).

COMENTARIOS

- De acuerdo con Vinson (1962) el propone que las Formaciones Cambio, Reforma y Toledo son correlacionables. Según asociación faunal, estas tienen relación en los foraminíferos planctónicos, siendo los siguientes:
 - Globorotaria,
 - Truncorotalia,
 - Globigerina,
 - Discocyclina

Obteniendo las mismas edades (eoceno temprano) y el mismo ambiente de cuenca profunda, además del alto nivel de correlación litológica y así también las tres formaciones afloran en una franja este-oeste.

De este hecho se propone que en un futuro se refiera a estas formaciones como una sola; esto para evitar problemas de correlación y facilitar el análisis e interpretación geológica de la zona sur y sureste del Peten.

- Existe una considerable relación entre las Formaciones Lacantún y Desempeño, siendo según Vinson (1962) correlacionables, ya que aparecen en la misma posición en la secuencia estratigráfica, se correlacionan en tiempo y son similares las particulares líticas; además de que ambas son apareadas como cuerpos en cuña. Entonces debido que las formaciones son correlacionables, se propone que es muy posible que pertenezcan al mismo evento de depositación, sin embargo hay que realizar estudios cartográficos más detallados y cuantificar su edad específica, para proponerlas como una sola formación.

BIBLIOGRAFIAS

1. Léxico Estratigráfico Preliminar de Guatemala Norte Centr: Compilado por S.M. Millan, traducido por M. Chiquín Y.
2. NORCONSULT A.S. Geología Petrolera de Guatemala: introducción la cuenca Petén. Naciones Unidas.
3. Shell Exploradora y Productora de Guatemala. Informe Final de Geología, Guatemala: Dirección General de Hidrocarburos. Ministerio de Energía y Minas 1993.

FORMACIÓN RÍO DULCE (TRD)

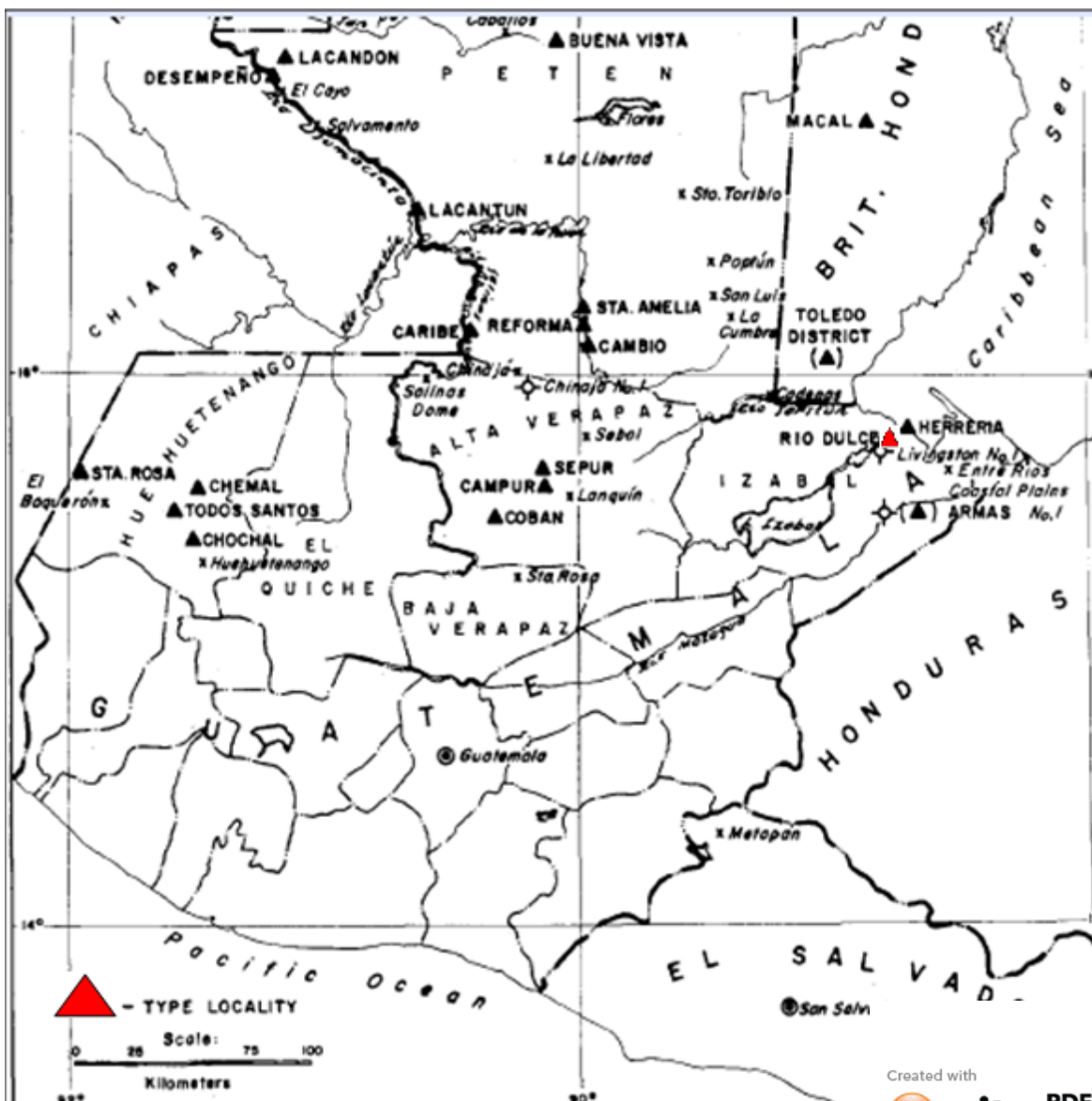
Dulce Corazón de Teresa Leal Sosa
USAC/CUNOR Carrera de Geología 2010.

La Formación Río Dulce y su localidad tipo fueron descritas primero por Sidney Powers (1918).

LOCALIDAD TIPO

La localidad tipo de la formación está justo arriba del nivel del mar a lo largo del río Dulce, aguas arriba de la población de Livingston, Izabal, cerca de 88°46' Longitud Oeste y 15°48' Latitud Norte.

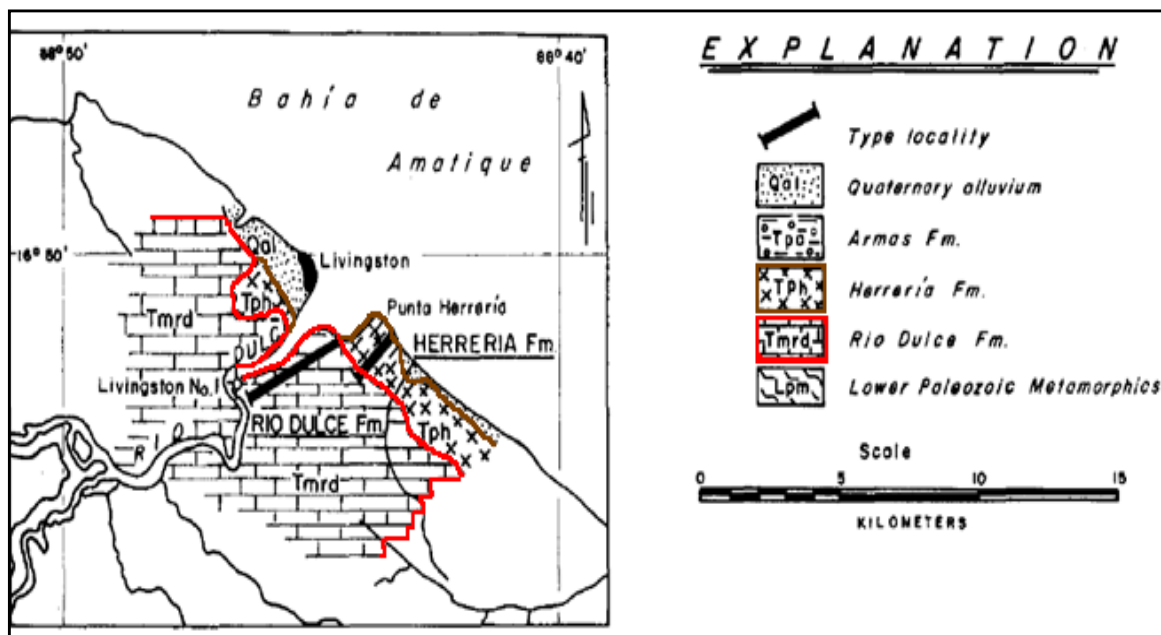
La sección tipo superficial está designada por aquellas calizas que ocurren en la cañada entre el horizonte estratigráficamente más bajo sobre la cresta del anticlinal Livingston y el contacto de estas calizas con las capas argiliticas más jóvenes de la Formación Herrería 1/2 milla al este



AFLORAMIENTO Y EXTENSION

Ésta formación aparece en la cuenca del Lago de Izabal y en la cuenca de la Bahía de Amatique al este de Guatemala.

La extensión de las exposiciones de la Formación Río Dulce se limita a una pequeña área rodeando el extremo este del Lago de Izabal, El Golfete y Río Dulce.



LITOLOGIA

La formación Río Dulce se caracteriza por poseer calizas de color pardo y crema (powers, 1981). Calizas fosilíferas arrecifales y detríticas están interestratificadas a través de todo el intervalo. Abundantes remanentes de corales gris pardo, algas y moluscos implantan una variación de color irregular o moteada en algunas capas fosilíferas.

Parte Este de la bahía de Amatique

Calizas cremosas (wackestones y packestones) = estratos de 4 a 5 metros con intercalaciones de Calizas cremosas (mudstones y wackestones) = estratos de 30 a 50 cm

Zona del río Lámpara

Calizas (greinstone y packestone)

Área de las Pavas al NW de la Bahía Santo Tomás de Castilla

Calizas bioclásticas (packstones a wackstones) con intercalaciones de areniscas medias y finas de matriz calcárea (horizontes centimétricos y decimétricos) y margas. Se encuentra extendida en la parte NW y en la parte central, formando una franja E-W, con topografía ondulada. Se observan pliegues asimétricos anticlinales y sinclinales. Laminación planar, canalización y grietas de desecación.

Tramo de la carretera que conduce a Petén

Calizas bioclásticas (mudstone, wackstone, packstone, grainstone, boundstone)

Margas bioblásticas

Horizontes conglomeráticos, lutitas y yeso.

Al N de la finca “El Paraiso” yendo hacia el Bongo (orilla N del lago de Izabal)

Calizas con abundantes algas concéntricas (oncolitos), sílice alveolar (caliza alveolar) con nódulos de chert.

FACIES

Las facies de las calizas boundstones van de floatstones a rudstones como calizas alóctonas y van de bindstones y framestones con eventuales bafflestones como calizas autóctonas

Facies de flanco arrecifal

Facies de frente arrecifal

FOSILES

- Corales gris pardo
- Algas
- Moluscos
- Foraminíferos (***Peneroplidae***) en la zona del río Lámpara
- Ostreidos, foraminíferos (***Peneroplidae***) y algunos dientes de pececillos en los estratos de areniscas del área de las Pavas
- Pelecípodos, Ostreidos, Gasterópodos, Algas, Foraminíferos, Corales en las calizas bioclásticas packstones de las Pavas.
- Gasterópodos asociados con tapices algáceos Al N de la finca “El Paraiso”

Formación Río Dulce: caliza arrecifal, Izabal
Costa? walpolei Van den Bold
Hulingsina
Onoinina aff. bradyi
O. serrulata Brady

Anthozoa (corales) (Vaughan, 1919)

Mollusca *indet.*, (Woodring, 1928)

Pelecypoda (Mota, 1990)

Unionidae cf. *Nephronaias* Fischer y Crosse
 Corbiculidae cf. *Batissa* Gray

Gastropoda, (Mota, 1990)

Thiaridae, cf. "*Melania*" *inquinata* De France
 Pleuroceridae, cf. *Elimia*, H.&E. Adams
 Littoridinidae cf. *Tyronia clathrata* Stimpson

Rhodophyta (algas rojas)

Aethesolithon guatemalaensum
Lithothamnium toltecensum

CONTACTOS

- Las calizas fueron depositadas disconformemente sobre rocas del Pérmico, Cretácico y Eoceno.
- El contacto con la formación Herrería se sugiere transicional, debido a la disminución gradual de los foraminíferos a medida que se sube estratigráficamente

ESTRUCTURAS

Primarias

Ondulitas de corriente (frente a la quebrada la Pintada en el río Dulce pasando el golfete)

Secundarias

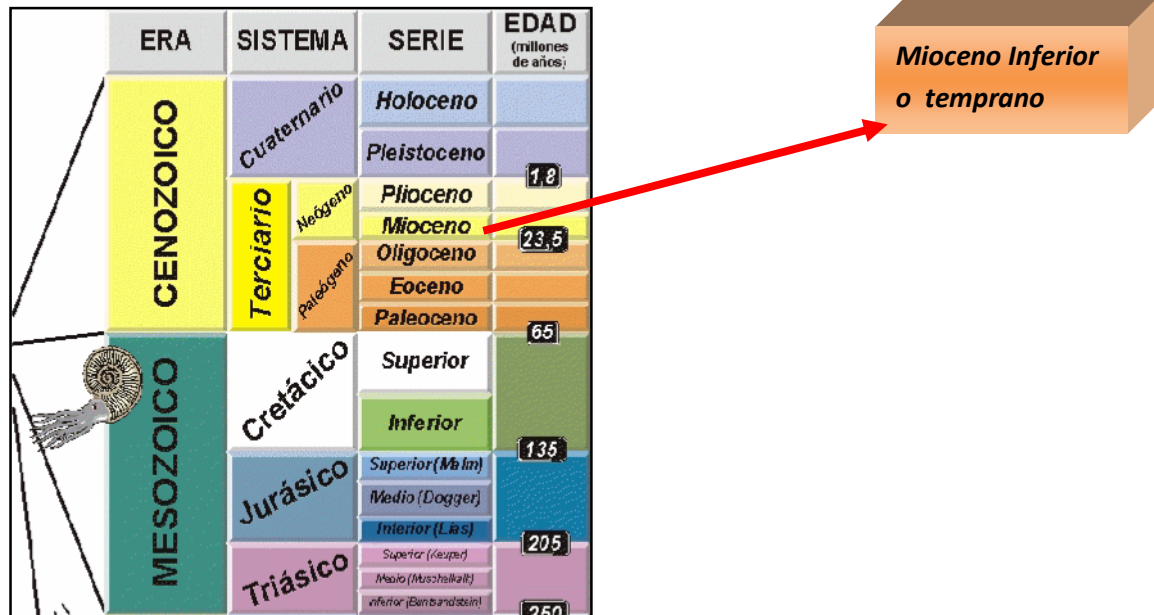
Hacia la Bahía de Amatique, la formación Río Dulce, se encuentra plegada formando anticlinales.

Hacia la ruta Fronteras-Petén se observan juegos de fallas y patrones de fracturamiento.

En 1969, Dengo y Bohnenberg describieron los rasgos estructurales más importantes de la parte este de la cuenca del Lago de Izabal. Indicaron que la formación Río Dulce se depositó en una pequeña cuenca limitada al norte y sur por fallas de la zona del Polochic. Su deformación ocurrió durante el Mioceno superior o Plioceno, como resultado de esta zona de falla. Su análisis de plegamiento les permitió detectar una compresión NE-SW para la cuenca durante el neógeno inferior.

EDAD

- Vaughan (1919) identificó corales de la formación como del Mioceno temprano
- Woodring (1928) confirmó esta edad por la identificación de moluscos.
- Aunque la asignación de edad del Mioceno temprano parece apropiada, en la opinión de Vinson la rica fauna de esta formación necesita estudio adicional
- Según NORCONSULT (1988) la edad es Oligoceno – Mioceno superior
- Jorge Romero (1992) confirma la edad de Mioceno inferior o Mioceno temprano tomando en cuenta la asociación faunística, especialmente de foraminíferos.



ESPESOR

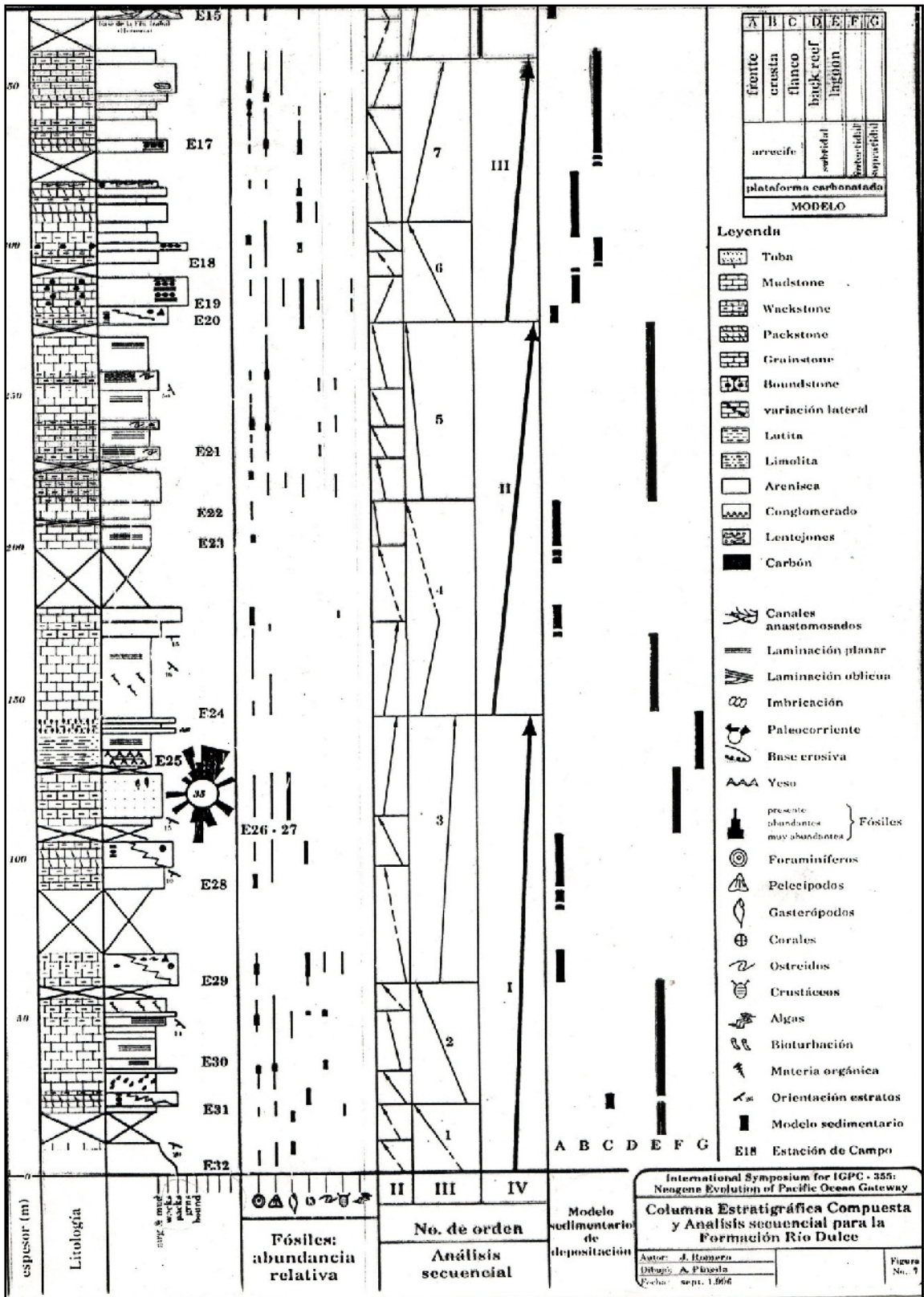
- La formación presenta estratos de 4 a 5 metros de calizas cremosas (wackestones y packstones) intercaladas
- El espesor de la formación Río Dulce es de aproximadamente 1,000 metros.

EQUIVALENCIA ESTRATIGRAFICA

De acuerdo a Dixon (1957) y otros autores contemporáneos, la Río Dulce no está presente en el sur de Belice; sin embargo, las capas del Mio-Pleistoceno (Flores, 1952) al norte de las Montañas Mayas, descritas por Ower (1928), como Caliza Río Dulce, pueden indicar deposición contemporánea en el norte de Belice. Sigue sin ser establecido si se pueden correlacionar estas capas o parte de ellas directamente con la Río Dulce.

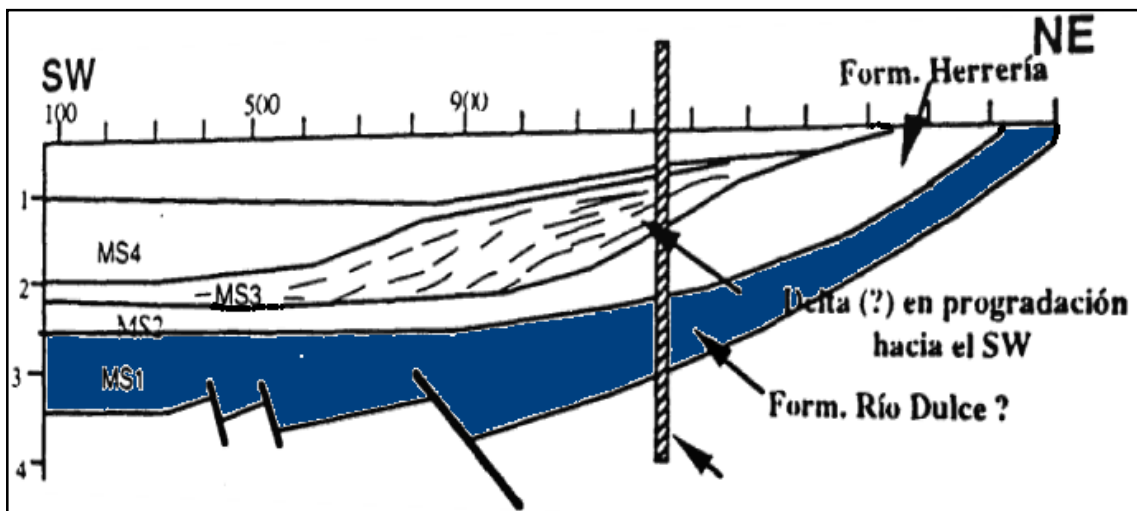
La Formación Río Dulce está separada de las otras rocas equivalentes en tiempo depositadas más hacia el oeste en el oeste petenero. El tipo diferente de facies en la Formación Caribe de esa área indica que existió una barrera durante el Mioceno temprano que separó la deposición de caliza al este, de la sedimentación argilítica y arenácea al oeste. Esta barrera está cerca de la del portal Sarstún (Formación Toledo), nombrada por Vinson (1962).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (FORMACIÓN RÍO DULCE)



AMBIENTE DE DEPOSICION

- Esta Formación presenta una evolución de un ambiente marino litoral a un ambiente más fluvial, pasando por el medio de planicie deltaica.
- Ocurre en una plataforma carbonatada
- Las calizas boundstones se asocian con aparatos arrecifales



PERFORACIÓN DE POZOS

Según NORCONSULT la edad de la formación Río Dulce es Oligoceno – Mioceno, es por ello que al realizar la perforación de pozos para dicha formación, se ha dividido en dos: Formación Río Dulce Superior (Mioceno) y Formación Río Dulce Inferior (Oligoceno).

Formación Río Dulce Superior

El Mioceno se extiende desde los **3606 a los 4706 ft** de profundidad y contiene **carbonatos y carbones**. Los carbonatos son predominantemente dolomías hasta los 3378 ft. Debajo de este intervalo el pozo está muy lavado. Sin embargo las descripciones de los lodos determinan que los carbonatos contienen principalmente calizas.

Se reportó pérdida de circulación en el tope del intervalo carbonático, sugiriendo fracturas en la formación. Los altos valores de rayo gama y la forma errática del agujero también apoyan estas suposiciones. Los carbonatos superiores contienen capas delgadas de arcilla y podrían, en general, ser más arcillosos.

Las dolomías fueron descritas como duras, criptocristalinas, pero ocasionalmente vaculares, con una textura cristalina sucrosa. Las vacuolas algunas veces fueron descritas como rellenas. Los registros indican que los carbonatos varían de calizas dolomitizadas a calizas. Las porosidades en las dolomías son generalmetne de 15 a 20% pero en las calizas inferiores podrían oscilar entre 17 y 35%.

Porcentaje de porosidad	Carbonatos Netos	Relación Neto/Total	Porosidad promedio
0% porosidad	652ft	0.934	8.6%
5% porosidad	353ft	0.504	13.0%
10% porosidad	197 ft	0.282	16.8%

Formación Río Dulce Inferior 4706-6358 ft (Espesor Total 698 ft)

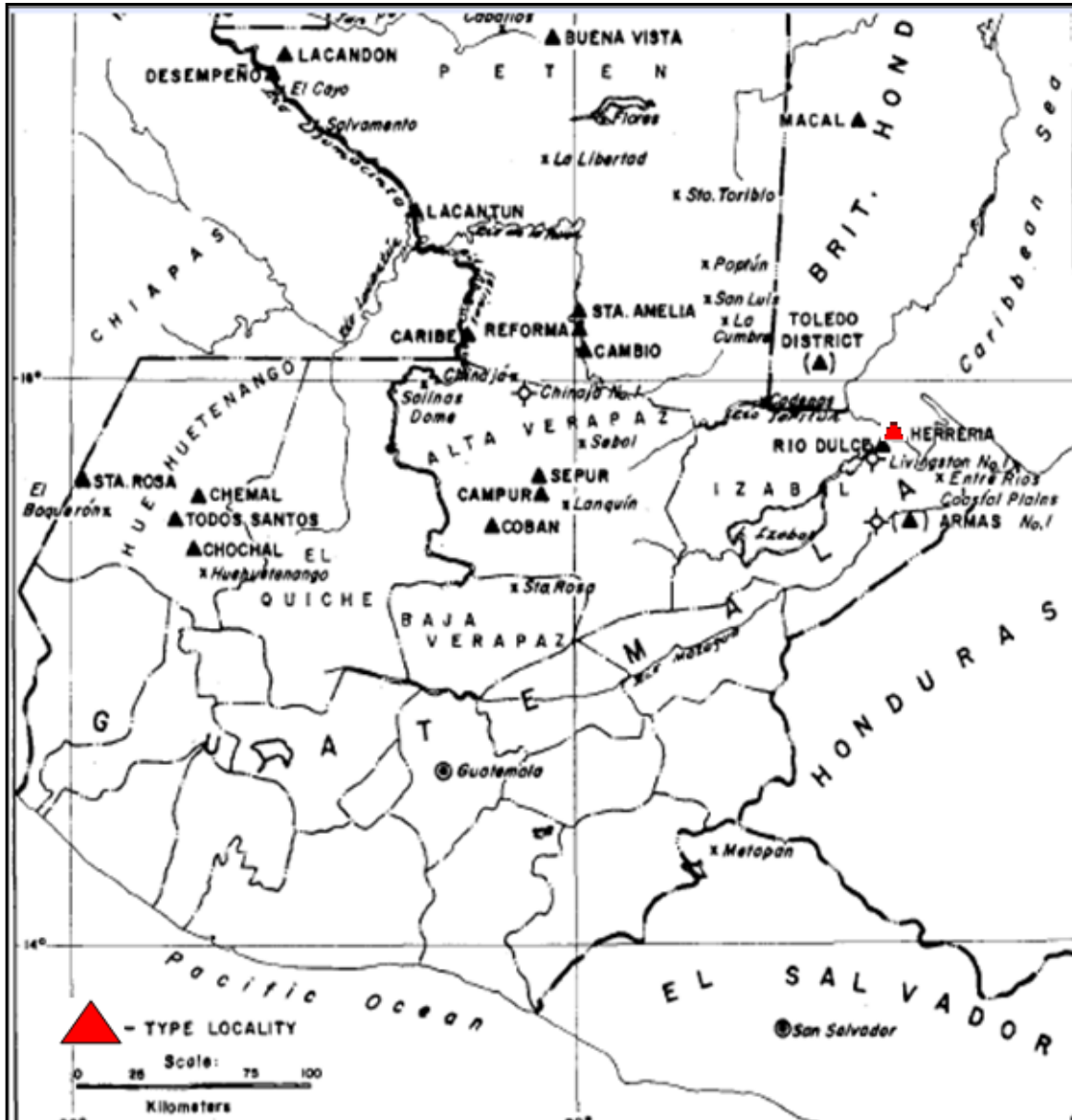
El oligoceno contiene predominantemente **carbonatos** con algunos intervalos de **arcillas**, únicamente, en los intervalos superiores de **4727 a 4864 ft** y **5092-5380 ft**. Los carbonatos son casi totalmente calizas con dolomitización, evidentes sólo en los 250 ft inferiores de la sección penetrada. Las calizas son descritas como blancas, de firmes a duras, cretosas a criptocristalinas. Los registros indican que las pororisdades mejoran con la profundidad. En los intervalos más superficiales, las porosidades varían hasta un 35% pero por lo general promedian un 12%. Sin embargo, abajo de los 5524 ft las porosidades se encuentran constantemente en el **intervalo dolomitizado debajo de los 6100 ft** las porosidades bajan a un 15%

Porcentaje de porosidad	Carbonatos netos	Relación Neto/Total	Porosidad promedio
Tabla 2			
0% porosidad	1437 ft	0.875	15.7%
5% porosidad	1350 ft	0.822	16.5%
10% porosidad	1162 ft	0.708	17.9%

Las zonas interesantes del reservorio se encuentran en los carbonatos Miocénicos de la Formación Río Dulce y los carbonatos masivos de la Formación Cobán del Cretácico. Han habido indicios de hidrocarburos en ambos pozos según los análisis de registros de varias compañías. Estos estuvieron en los carbonatos Terciarios y Cretácicos.

FORMACIÓN HERRERIA, IZABAL O BARRIOS (Tb)

Dulce Corazón de Teresa Leal Sosa
USAC/CUNOR Carrera de Geología 2010.



La Formación Herrería fue nombrada por J.P. Gallagher en un reporte para una compañía petrolera privada y citado por Vinson en 1962

LOCALIDAD TIPO

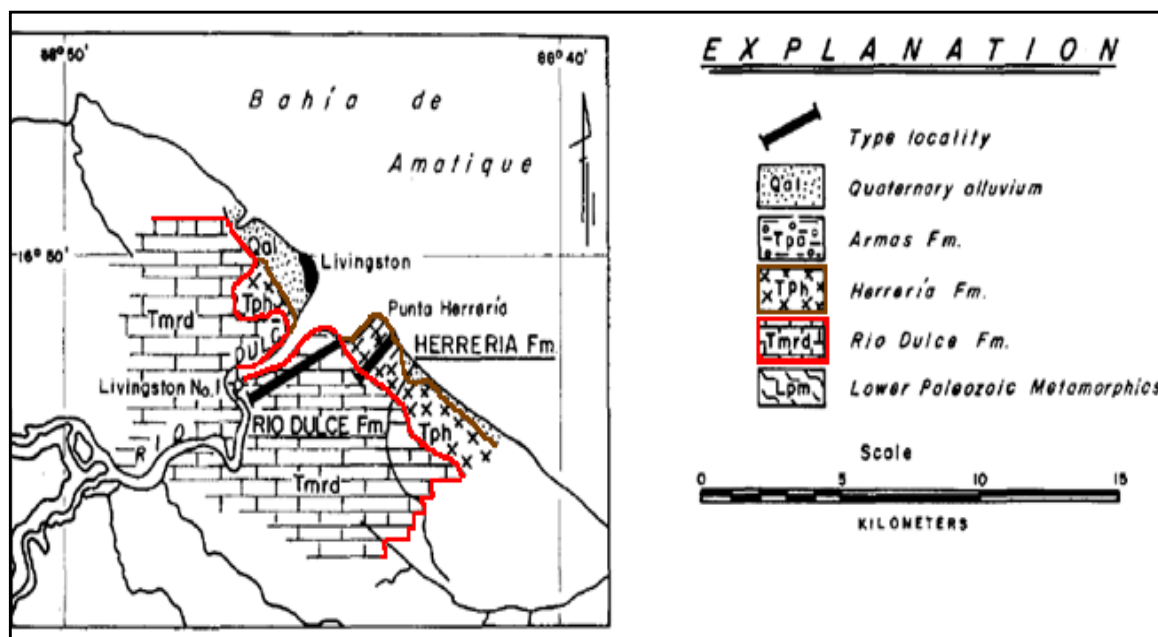
La localidad tipo de la Formación esta en Punta de Herrería justo arriba del nivel del mar sobre la desembocadura del río Dulce; y la sección tipo se extiende desde Punta de Herrería al suroeste hacia el contacto con la Formación Río Dulce.

La Formación Herrería como la Formación Río Dulce esta localizada a la parte nororiental del Lago de Izabal y una de las mejores exposiciones aunque perturbada por lagunas entre los afloramientos – se encuentra a lo largo de la carretera del Petén, donde se ve el contacto estratigráfico entre las dos formaciones.

AFLORAMIENTO Y EXTENSION

La Formación Herrería consiste de una larga faja, angosta, de buzamiento leve y de dirección norte-sur de clásticos suprayaciendo las calizas de Río Dulce y que es paralela a la costa de la Bahía de Amatique, también se puede observar a lo largo de la carretera del Petén.

Se expone en una franja paralela a la costa del mar Caribe (Bahía de Amatique), en el río Lámpara y en el área de Las Pavas.



Su extensión se caracteriza porque sigue una franja paralela (ancha) a la costa hasta el SW de la desembocadura del río Dulce (paralela a la carretera que va del río Amatillo a Ciénega).

LITOLOGIA

Compuesta de arcillolitas pobremente consolidadas, limolitas, margas y areniscas, que son característicamente conglomeráticas. La formación es de color variado, gris, amarillo, blanco, verde y naranja y esta localmente moteada. La arenisca y limolita son muy micáceas. Los guijarros y fragmentos en los lentes conglomeráticas esta compuestos altamente de cuarzo, cuarcita, granos ígneos, y remanentes de megafósiles. Existen capas de lignito y se han reportado capas hasta de un metro de espesor (powers, 1981).

Esta Formación se divide en tres facies:

- ✓ Arenisca fina a gruesa,
- ✓ Arcilla y
- ✓ Conglomerados

La arenisca marina litorales en la parte inferior, estuarinas y continentales mas arriba, siempre micáceas, son de grano subangulares a angular, indicando poca madurez del sedimento y una relativa proximidad de las zonas de aporte. El color es generalmente gris, debido a unos contenidos importantes de minerales oscuros.

Los conglomerados son abundantes en la parte superior y son clastos generalmente bien redondeados, constituidos, en proporción variable según los sitios de, obsidiana, rocas intrusivas, ofiolitas, serpentinas, cuarzo, esquisto. En la sección de la carretera del Petén, la proporción de rocas ígneas (intrusivas, ofiolitas, volcánicas) es de 85 % y la de esquisto y rocas sedimentarias es de 15 %.

En Carboneras como en la carretera del Peten existen testigos de una actividad volcánica explosivas (cineritas). En Carbonera, las cineritas y un nivel de pómez flotada esta asociados a rocas clásticas de grano grueso y, sobre todo, aun potente banco de *debris flow*. Este debris corresponde a un lajar emplazado en las faldas de un volcán que habría dado las cenizas y las pómez estos son procedentes del arco volcánico es decir de una zona muy alejada.

Hacia la Bahía de Amatique

Arcillas, limolitas y margas poco consolidadas, areniscas conglomeráticas, horizontes de lignito (de varios centímetros a metros).

Área de las Pavas

Horizontes de lignito (J.R. halló uno en 1992 de dos metros de espesor). Para el área de las Pavas, es la unidad más importante por contener los estratos de carbón tipo lignito sub-bituminoso. Aflora en la parte norcentral y sur del área, con orientación E-W, con topografía levemente ondulada a plana. Las estructuras son estratificación planar, estratificación oblicua, ripples, flaser y canales

Ruta Fronteras – Petén

Arcillas, limolitas, margas, conglomerados con lentes arenosos

FOSILES

- Conchas marinas.
- Trozos de lamelibranquios marinos
- Gasterópodos
- Hacia el Mar Caribe es bastante fosilífera y con alto contenido de materia orgánica, se hallaron: gasterópodos, pelecípodos, ostreidos, foraminíferos, dientes de peces, fragmentos leñosos silicificados y bioturbaciones.
- En el Río Carboneras (al este de Izabal): pelecípodos, abundantes gasterópodos, restos de vertebrados mamíferos, dientes de peces, dientes de cocodrilo, dientes de mastodontes (Mota 1989; Weir y Briceño, 1988), caparazones de tortuga, ostrácodos (Mota 1989, F. Monterroso, 1991)

Mioceno

Mammalia Izabal (Mota, 1990)

Proboscideos: molares, los primeros en el Nuevo Mundo

Zygodon tapiroides Cuvier

Gomphotherium angustidens Cuvier

Rhynchotherium blicki (proboscídeo), (Mioceno tardío), (Lucas & Alvarado, 1995)

Plioceno

Formación Herrería, Izabal

Pinus

Ulmus

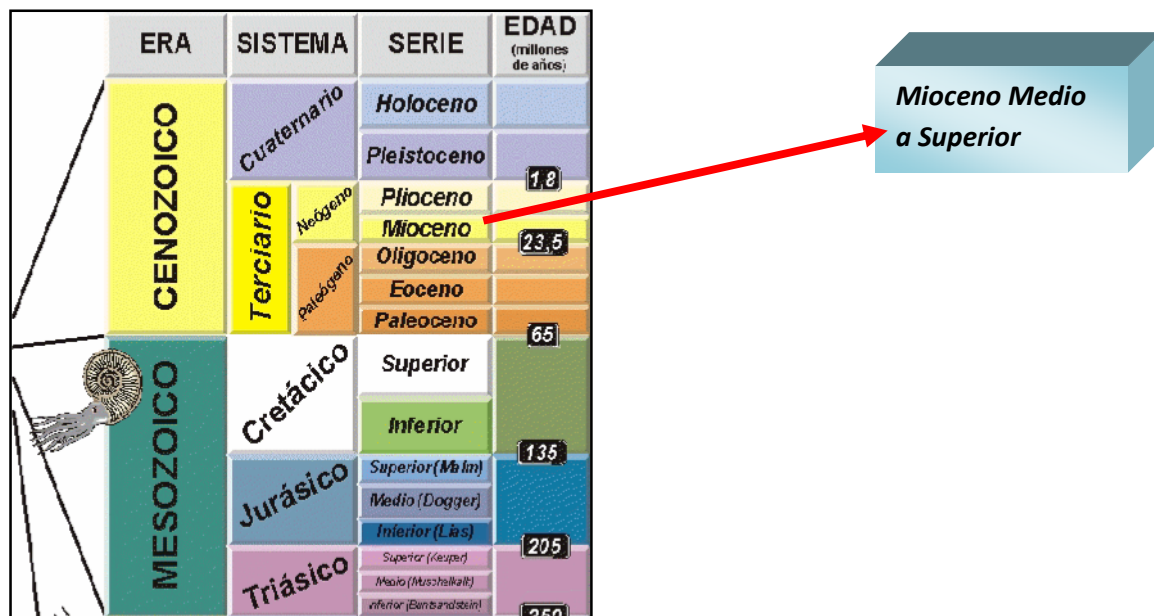
CONTACTOS

- Un contacto discontinuo con rocas del Mioceno Inferior en su base (Fm. Río Dulce)
- En la parte superior del Río Lámpara (son los únicos sitios donde se ha visto el contacto Herrería/Río Dulce), la relación de las dos formaciones es aparentemente concordante. Sin embargo, MILLAN (1985) y HERRERA (1990). Basándose en la sección observada en la

desembocadura del Río Dulce, cerca a Punta Herrería donde se definió la formación, señalan una relación discordante.

EDAD

- La edad de la Formación se indica por la inferencia de un contacto disconforme con rocas del Mioceno inferior en su base, a ser post-Mioceno inferior del Terciario tardío.
- Powers y Paul Bartsch (Powers 1988) asignaron a estas rocas una edad del Plioceno o Pleistoceno, en base a las conchas marinas y de agua dulce.
- En base al diente de mastodonte indica una edad del limite de Mioceno medio – Mioceno superior (9 – 12 ma).
- De acuerdo a los datos aportados por AMOCO (1988), Mota (1989) y recientemente con la datación de algunos fósiles (molar del herbívoro (René Marocco), y por la presencia de foraminíferos *Ciclorbiculina compressa* y *Ciclorbiculina americana* (según J. Méndez) indican una edad de **Mioceno medio a Mioceno superior**



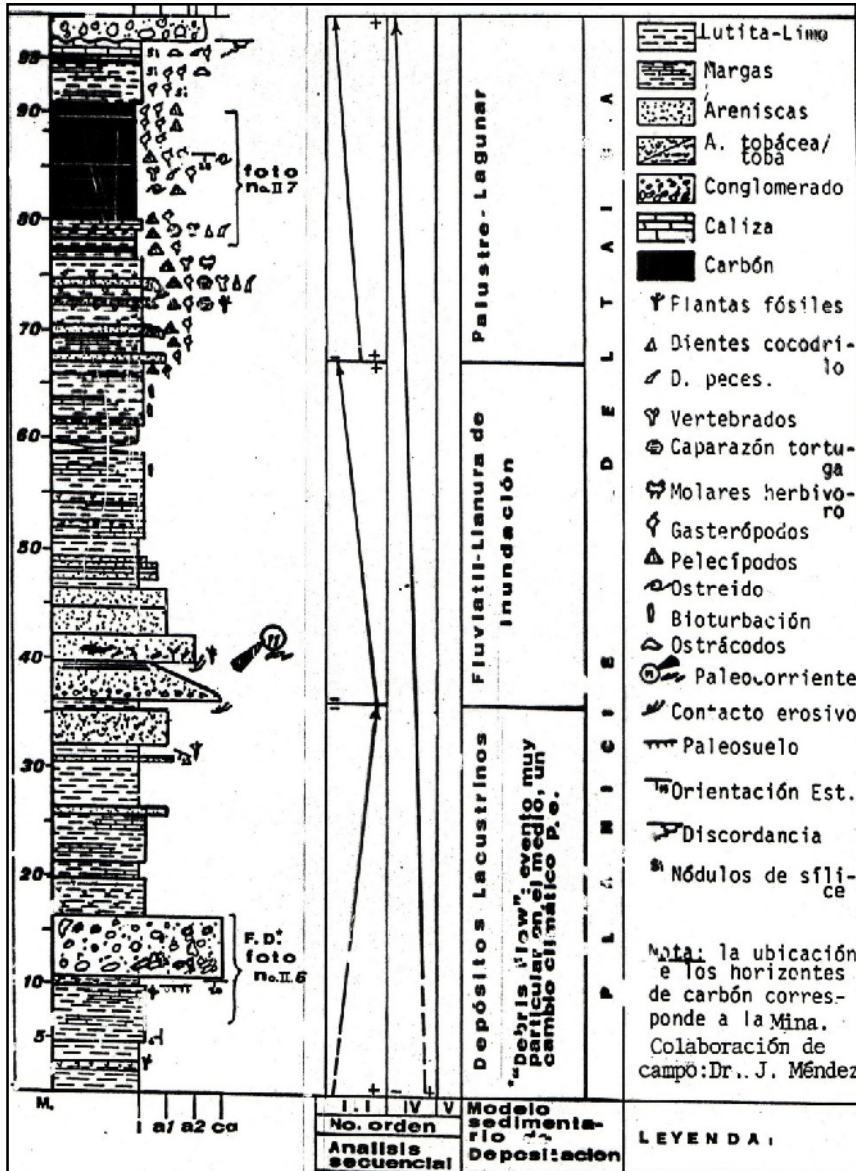
ESPESOR

- El espesor de la Formación Herrería es de 240 m.
- En la carretera hacia Peten, se estima un espesor de la Formación a unos 400 metros, pero esta cifra es puramente indicativa ya que los afloramientos son discontinuos y que pueden existir fallas que repiten la parte de la serie.

EQUIVALENCIA ESTRATIGRAFICA

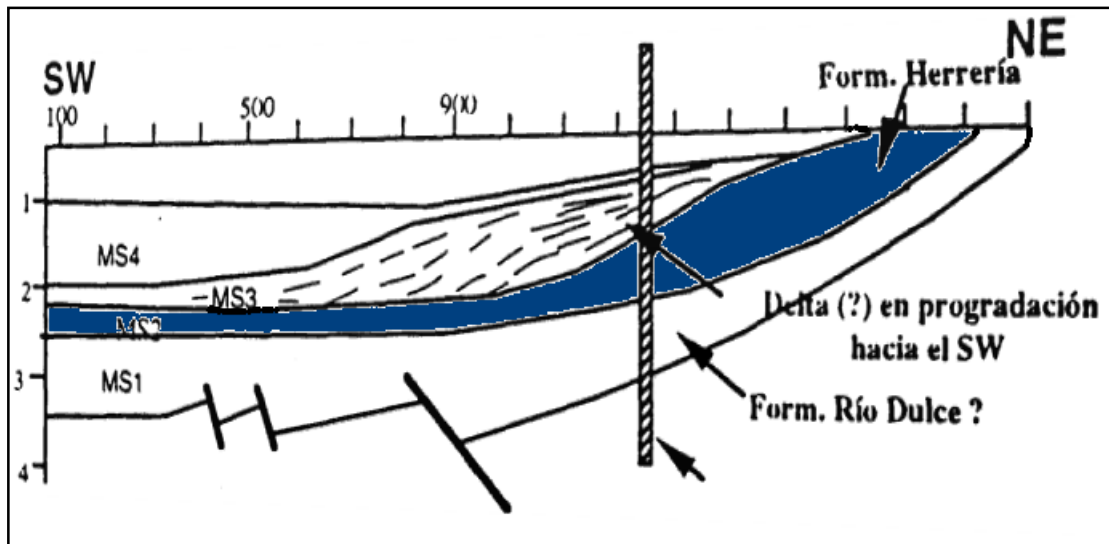
Por la similitud de sus estratos y aquellos de la unidad superior de la Formación Armas que acarrea abundante fauna del Plioceno(?), sugieren que también son de la misma edad.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (FORMACIÓN HERRERÍA) (área de las Pavas)



Organización secuencial

La evolución general de la Formación Herrería es "regresiva". Es decir que de la secuencia H1 a la secuencia H4 se pasa de sedimentos costeros a sedimentos fluviales proximales. La secuencia H5 marca un retorno a un ambiente fluvial más distal, es decir que la discontinuidad entre H4 y H5 es de escala mayor que las discontinuidades entre otras secuencias.



AMBIENTE DE DEPOSICION

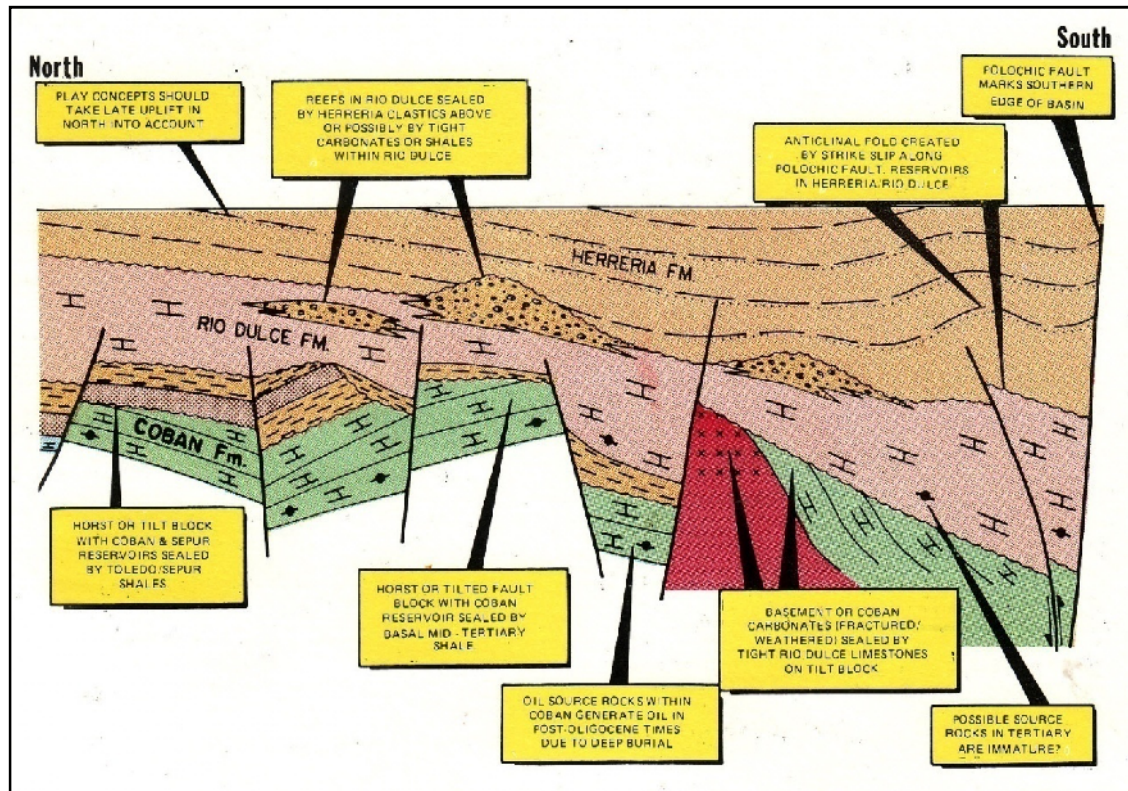
- Formación Herrería constituye un cambio de sedimentación drástico respecto a la Formación Río Dulce: se pasa de una plataforma carbonatada a una sedimentación clástica. Lo que indica que un evento importante ocurrió al terminar la sedimentación carbonatada (tectónica) regresión eustática, levantamiento isostático.
- Medio fluvial (llanura de inundación de la planicie deltáica a lagunar)

PERFORACIÓN DE POZOS

En el intervalo de **1544-1658 ft** se encontraron arenas de granos finos a gruesos no consolidados. Las arenas fueron reportadas como de mica y cloríticas. El registro de resistencia eléctrica muestra altos valores de rayos gamma. Las arenas son lutíticas según las porosidades de los registros. Las porosidades exceden del 30% pero el promedio es de más o menos 25%, si se hacen correcciones de lutita. La base de las areniscas no se distingue en los registros y está bien indicada en las descripciones de los cuttings. Las bajas y uniformes resistividades indican que las areniscas contienen agua.

Espesor total	118 ft
Reservorio Neto	118ft
Neto/Total	1.0
Porosidad promedio	25%

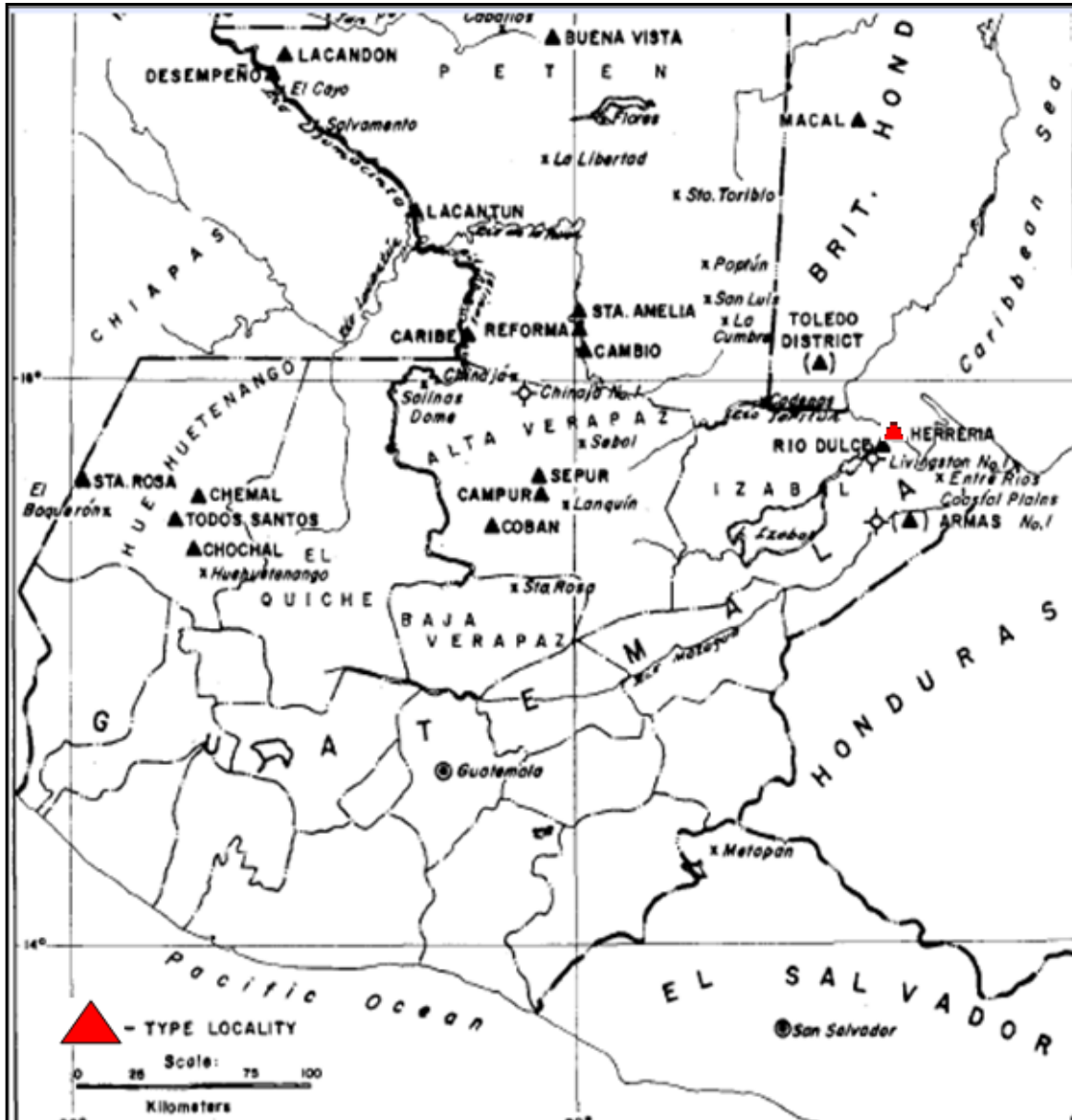
REPRESENTACIÓN DE LA CUENCA BAHÍA DE AMATIQUE



Según la sísmica y perforación realizadas hasta la fecha, han demostrado la existencia de una cuenca con una fallada y bien estructurada base terciaria-media, con una superficie erosionada y sobreyacida y por 11000 ft de carbonatos Oligo-Miocénicos y clásticos Plio-Pleistocénicos. La sección Terciaria tiene un busamiento regional hacia el sur.

FORMACIÓN ARMAS

Dulce Corazón de Teresa Leal Sosa
USAC/CUNOR Carrera de Geología 2010.



La Formación Armas fue definida por Vinson (1962). Se llama así a las capas rojas asociadas a sedimentos deltaicos ocurridos en el Valle de Izabal en el Motagua.

LOCALIDAD TIPO

Los estratos son llamados por el pozo de exploración Carlos Castillo Armas No. 1 de la Coastal Plains Oil Company, localizado cerca de Bananera a 88°50' Longitud Oeste y 15°29' Latitud Norte, que fue el primer pozo de exploración significativo perforado en Guatemala. El intervalo total penetrado por el pozo, de

cero a 371 m (profundidad total) se asigna a la parte inferior o capas rojas de la Formación Armas.

La sección tipo de la Formación Armas está definida como la unidad inferior de capas rojas penetradas por el pozo Armas en Bananera, más aquellos estratos más jóvenes o estratigráficamente superiores expuestos en el área tipo a una elevación que va del nivel del mar a casi 23 m a lo largo de la Carretera al Atlántico, al este de la villa de Entre Ríos y del este de Entre Ríos, al punto donde el río Motagua desemboca en la Bahía de Omoa en el Mar Caribe

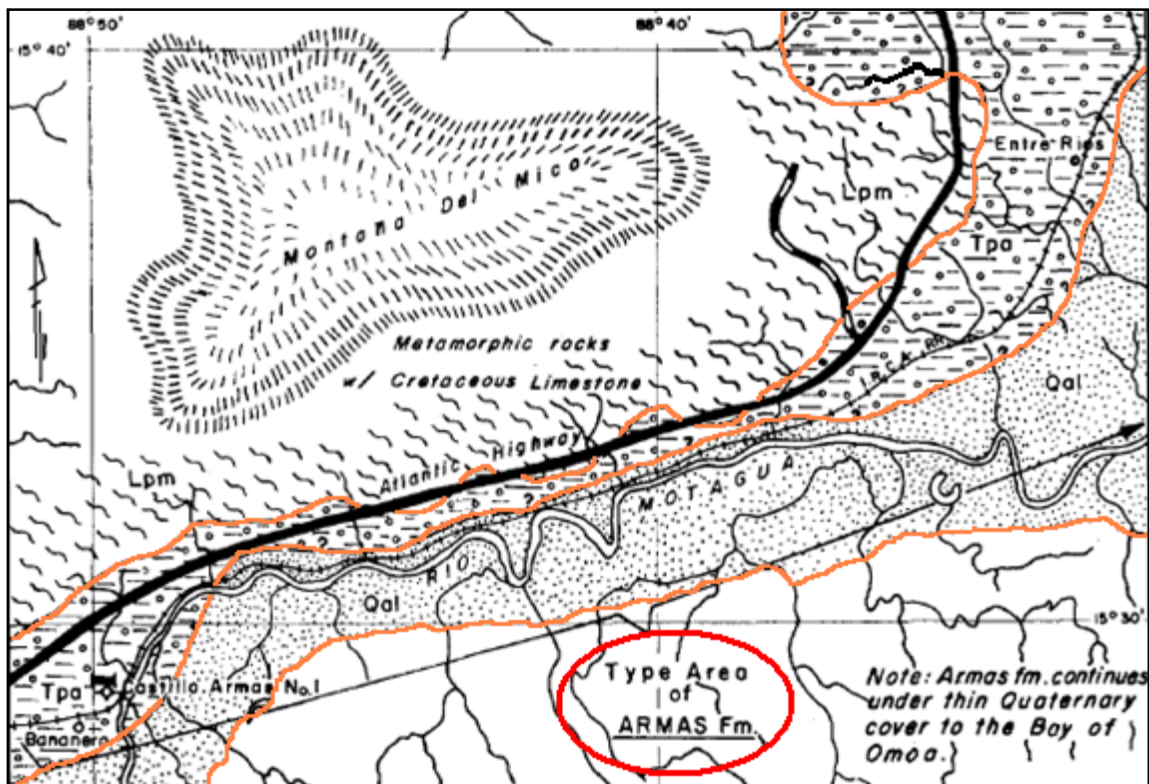


AFLORAMIENTO Y EXTENSION

Los depósitos de la formación Armas ocurren en el Valle del Motagua en Izabal.

La unidad superior, que está expuesta en la región hacia el oeste y hacia la cuenca desde el pozo, extendiéndose una distancia de 56 Km a la desembocadura del Motagua

La formación se encuentra solamente en las tierras bajas del valle del Río Motagua. Se sabe que se extiende hacia el este del Caribe de un punto muchas millas al oeste de Bananera. Este valle está rodeado por la Montaña del Mico y Sierra de Las Minas al norte y al sur por la Sierra de Omoa



LITOLOGIA

La formación Armas consiste en capas rojas y sedimentos asociados.

- Capas rojas que decrecen gradualmente en porcentaje hacia arriba y que están interestratificados con arcillolitas deltáicas y limolitas y areniscas gris a gris – verde.
- Arriba de las capas rojas , la sección está compuesta primariamente de arcillolitas gris a verde, limolitas, areniscas y equivalentes menos duros de éstos,

FOSILES

- El intervalo superior es rico en fósiles con contenido de abundantes remanentes de moluscos, foraminíferos y material vegetal.

Foraminífera

Globigerinoides cf. *G. conglobatus* (= ¿*Heterostrodon conglobatum* Reuss?)

Triloculina sp.

Epistomina sp.

Vaulvulineria sp.

Elphidium sp.

Pyrgo sp.

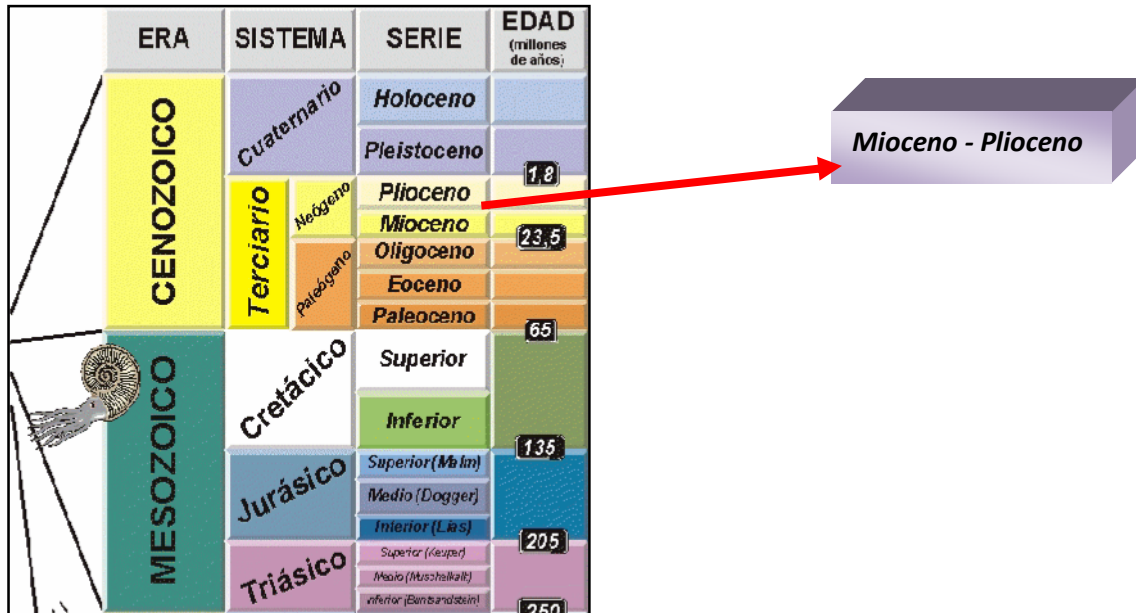
Gastropoda, Pelecypoda, Echinoidea (espinas), Ostracoda

CONTACTOS

- Los estratos de la formación Armas cubren con una disconformidad marcada metamórficos más viejos del basamento y calizas del cretácico.

EDAD

- Sapper dio la primera indicación de la edad de los sedimentos del valle del Motagua cuando indicó en 1937 que estos depósitos contenían material andesítico de rocas volcánicas eruptivas del Terciario tardío.
- El paleontólogo E.T. Ashworth confirmó esta edad a través del examen de núcleos tomados en pozos de agua perforados en la región baja del valle. Estos núcleos llevaban una rica asociación foraminífera consistente de lo siguiente: *Globigerinoides* cf. *G. conglobatus*, *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp., *Epistomina* sp., *Vaulvulineria* sp., *Elphidium* sp.; asociados con remanentes de gasterópodos, pelecípodos, espinas de equinoides, pinzas y dientes de cangrejos y ostrácodos. Esta fauna, que fue colectada de la unidad superior de la formación, le fue asignada una edad del **Mioceno-Plioceno**



ESPESOR

- El espesor estimado de la unidad superior es comparable con el de la unidad inferior, ó 1219 a 1524m. El espesor total de la formación, por lo tanto es estimado en 2500 a 3000 m.

EQUIVALENCIA ESTRATIGRAFICA

Al menos algo de la Formación Armas, respecto a los fósiles, es comparable en edad con la Formación Herrería del Pleistoceno, que cubre la Formación Río Dulce. En opinión de Vinson (1962), debido a las similitudes en las Formaciones Armas y Herrería, trabajos futuros podrían mostrar que las formaciones están tan cercanamente relacionadas que inclusive se requiere una asignación de más de una unidad, o grupo.

AMBIENTE DE DEPOSICION

- La formación se caracteriza por poseer depósitos predominantemente de tipo deltáico y de playa.

CONCLUSIONES

La evolución sedimentológica descrita en las pavas, indica ambientes sedimentarios que principian en plataforma carbonatada, pasando ligeramente al medio supratidal y luego principia el medio costero detrítico (intertidal) para culminar con la instalación gradual de un ambiente de planicie deltáica.

Las secuencias de carbón (lignito), se encuentran asociadas únicamente a la planicie deltáica del modelo sedimentario de depositación sugerido para el área de las Pavas.

La evolución sedimentológica de las formaciones Río Dulce y Herrería en la ruta Fronteras-Petén, pasa de un ambiente de plataforma carbonatada con formación de arrecifes, al medio supratidal y se inicia luego en un sistema de costa clásica que gradualmente se hace netamente deltáico.

Los datos geológicos y estratigráficos sugieren un contacto gradual entre las formaciones Río Dulce y Herrería.

RECOMENDACIONES

Es necesario efectuar un análisis paleontológico y micropaleontológico tanto en la formación Río Dulce como en la Izabal, para definir ambas edades y ayudar a ubicar en el tiempo y espacio las relaciones geológico estratigráficas de ambas.

Es importante que las futuras perforaciones que se realicen en el lago de Izabal lleven un control estratigráfico y paleontológico para correlacionar con secciones en superficie y comprender la relación espacial de la distribución de facies en la cuenca.

Sería conveniente realizar un análisis de las formaciones Izabal y Herrería, principalmente de su localidad tipo, para agruparlas en un grupo o denominarlas solamente de una manera, pudiendo conservar el nombre solo a formación Izabal o grupo Izabal, debido a la mejor exposición de la formación Herrería en dicho municipio.

BIBLIOGRAFIA

Millán, SM. Comp. 1985. Léxico estratigráfico preliminar de Guatemala norte y centro. P. 30 – 32.

Donnelly, T.W.; Horne, ES. Et al. 1990. The geology of North America. Vol. H. The Caribbean Region. The Chapter 3. Northern Central America; The Maya and Chortís Blocks. US. Geological Society of America. p. 130.

Requena, Jaime. Tesis de grado: Estratigrafía del Área de las Pavas, Izabal. P. 11-36, 61-68.

Wug Guevara, Luis Arturo. PPS: Exploración y ubicación de yacimientos carboníferos en río la Lámpara, Livingston Izabal. P. 39-44

Cisneros Aldana, César Cornelio. PPS: Exploración e investigación de carbón en la localidad río lámpara Livingston Izabal. P. 28-35

Romero Gramajo, Jorge Eduardo. Estudio geológico y estratigráfico de la Cuenca del Lago de Izabal (Parte Este). Guatemala 1992.

RECOMENDACIONES

- Realizar una revisión exhaustiva de todas las formaciones y descripciones que por edad han sido colocadas como miembros del Complejo Chuacus y actualizar localidades tipo.
- Tratar de establecer correlaciones espaciales para determinar el comportamiento del Complejo Chuacús en México y Honduras.
- Realizar una cartografía más a detalle sobre la extensión espacial del granito Matanzas y por ende determinar su relación con las rocas encajantes.
- Establecer la relación genética o parental existente entre los granitos Rabinal y Matanzas con los cuerpos intrusivos de la Sierra de los Cuchumatanes.
- Realizar análisis químicos y radiométricos de los granitos Rabinal y Matanzas para con ello poder correlacionarlos con otros cuerpos intrusivos de México, Honduras, etc.
- Incentivar el estudio con mejor detalle se la secuencia metasedimentaria Salamá, con el objetivo de caracterizar de mejor manera tanto los rasgos litológicas, petrográficos y estructurales. Pretendiendo con ello esclarecer la incertidumbre existente en la geología del centro de Guatemala.
- Buscar los medios necesarios y suficientes para elaborar una investigación específica sobre la secuencia Salamá, para determinar su edad exacta y su ambiente de formación.
- Para el Grupo Santa Rosa se sugiere abordar proyectos de investigación que permitan determinar una sección tipo que cumplan verdaderamente con los requerimientos del código estratigráfico, para poder establecer esta característica importante en las rocas de Guatemala.
- Realizar un estudio de mayor detalle para las formaciones Chicol y Sacapulas, y lograr mediante esta perspectiva un nuevo nombramiento como formación para ambas, ya que dentro de la comprensión de este documento se percibe que únicamente consiste de una variación lateral que ocurren en sitios cercanos.
- Para la Formación Cobán se propone realizar un mapeo con el fin de determinar las facies de dicha formación ocurrente en los alrededores de Cobán, Alta Verapaz; al igual realizar una unificación de nomenclaturas para nombrar los distintos miembros de la formación respecto a los distintos lugares donde aflora.
- Es necesario realizar una buena descripción de las relaciones estratigráficas entre la Formación Campur y la Angostura, así como definir las facies que ocurren en dichas rocas.
- Realizar un mapeo detallado de la Formación Actelá, para definir sus relaciones estratigráficas con las formaciones del Grupo Verapaz y con la Formación Angostura. Así mismo realizar un análisis a detalle de las

esférulas de vidrio encontradas en el techo de la formación, para llegar a determinar los ambientes deposicionales.

- Verificar la edad de la formación Sepur mediante el método de K-Ar para la unidad superior para poder determinar una edad absoluta para los sedimentos y poder hacer una aproximación a la parte inferior de la Sepur.
- Realizar un análisis microfaunal de la formación Sepur y caracterizar cuáles son los fósiles guías para determinar la edad relativa de la Sepur y cuáles son los que se encuentran heredados, como los que se encuentran en los conglomerados que contiene fragmentos de caliza Campur, Cobán que podría estar indicando una edad que no es la que le corresponde.
- Se requerirá de un estudio paleogeográfico entre el cretácico superior y el paleoceno, para determinar de una mejor manera la ocurrencia de la capas del Grupo Verapaz y su posible correlación con las formaciones del Grupo Petén.
- Correlacionar detalladamente al Grupo Verapaz con las formaciones aflorantes en el sureste de México.
- El Grupo Petén presenta poca bibliografía para ser consultada, debido a que la mayoría de descripciones ha sido realizada por compañías que se enfocan en la exploración de hidrocarburos, es importante que dichas compañías proporcionen las descripciones de la cuenca del Petén, para que se tenga más información sobre las formaciones del Eoceno Inferior. Con respecto a las Formaciones Cambio, Reforma y Santa Amelia se propone realizar un mapeo de campo más detallado para definir la extensión de dichas formaciones, siendo el caso más conveniente unificar dichas formaciones, ya que presentan características texturales similares, al igual que asociaciones faunales casi idénticas. Es conveniente de igual manera definir la extensión de la Formación Buena Vista, y determinar su relación estratigráfica con otras formaciones.
- Se ha manifestado el problema de que las unidades terciarias tienen una descripción ambigua, es por esta razón que se recomienda realizar estudios cartográficos en las formaciones terciarias, con el objetivo de definir mejor la contactos de estas formaciones.
- Cartografiar ampliamente las formaciones Toledo, Cambio Y Reforma, para proponer definitivamente su correlación, así mismo para las formaciones Lacantún y Desempeño.