



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA



FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-192

SR. JORGE JIMÉNEZ RENTERÍA

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Enrique Martínez Hernández y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

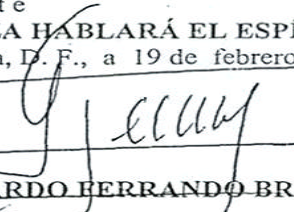
ESTUDIO PALINOESTRATIGRÁFICO DE LOS GRUPOS CONSUELO Y TECOCOYUNCA (TRIÁSICO-JURÁSICO), EN LA BARRANCA ROSARIO NUEVO, REGIÓN DE TEZOATLÁN, AL NOROESTE DEL ESTADO DE OAXACA

- INTRODUCCIÓN**
- I PROBLEMÁTICA E HIPÓTESIS**
- II MÉTODO DE TRABAJO**
- III PRESENTACIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS**
- IV INTERPRETACIÓN DE LOS PARÁMETROS OBTENIDOS**
- V RESULTADOS DEL MÉTODO PALINOESTRATIGRÁFICO**
- VI ANÁLISIS DE LA CUENCA**
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES MAPAS E ILUSTRACIONES BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 19 de febrero de 2004
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO
GFB*JAGC*gtg

AGRADECIMIENTOS :

Pienso que, esta parte, es la más difícil de expresar por medio de un escrito; es tan difícil plasmar el valor real del apoyo de cada persona, que intervino, voluntariamente o no en este proyecto personal. Por tanto, declaro que la siguiente lista de agradecimientos, no es del todo verdadera, no porque yo lo haya querido así, sino porque está más allá de mi capacidad de expresión. Sin embargo, haré el esfuerzo:

Ing., y Maestro Baldomero Carrasco Velásquez: Sin su apoyo, no hubiera sido posible el desarrollo del presente trabajo

Dr. Rueda Gaxiola J. Por su inmensa paciencia, dedicación y entrega para su desarrollo

Ing. Campos madrigal E.: Por su apoyo y atenciones, fue posible decidir el tema de mi tesis.

Ing. Rolando de la Llata: Por su apoyo académico

Dr. Guzmán Mario A.: Por su apoyo técnico

Dr. Enrique Martines: Por su apoyo técnico

Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez: Por su apoyo paleontológico

Dra. Silva Pineda: Por su apoyo paleobotánico

Ma. Esther Jiménez Rentería: por su gran apoyo moral y económico.

Lic. Jorge Jiménez Cornejo: Por su comprensión y apoyo

Inga. Química .Ma. Guadalupe Contreras: Por su asesoramiento en el análisis volumétrico

Ayudante de Laboratorio de Química: Sergio Villegas Rivera

Ing. José Antonio Pérez Ortiz

Sra. Marta Cepeda

Personal del Laboratorio de Geoquímica en Pachuca

Bióloga Rosales Lomelí J.

Bióloga Ayala Nieto M. L.

Al Pueblo y a las Autoridades de Rosario Nuevo

A las Autoridades de san Juan Diquiyu

Y a todas las demás personas que de una manera u otra aportaron su apoyo necesario para el desarrollo del presente proyecto personal

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTUDIO PALINOESTRATIGRÁFICO DE LOS GRUPOS
CONSUELO Y TECOCOYUNCA (TRIÁSICO - JURÁSICO) EN LA
BARRANCA ROSARIO NUEVO, REGIÓN DE TEZOATLAN, AL
NOROESTE DEL ESTADO DE OAXACA**

TESIS

Que para obtener el título de:

Ingeniero Geólogo

PRESENTA:

Jorge Jiménez Rentería

México, D. F.

CONTENIDO

PROLOGO

INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

I. PROBLEMÁTICA E HIPÓTESIS

MÉTODO PALINOESTRATIGRAFICO

Bases del método

Técnica Kerógeno (T. K.)

Técnica Usual (T. U.)

Etapas de análisis microscópico

II. MÉTODO DE TRABAJO

III. PRESENTACIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS (EN EL TRABAJO DE CAMPO Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO)

a) Localización del área estudiada (Plano 5)

b) Acceso (Plano 6)

c) Geomorfología

d) Fisiografía

e) Revisión de la geología regional y local

f) Estratigrafía

Unidades Litoestratigráficas :

Definición

Distribución

Litología y espesor

Ambientes sedimentarios

Relaciones estratigráficas

Edad

Correlación

Resumen de la revisión de la geología regional y local.

IV. INTERPRETACIÓN DE LOS PARÁMETROS (PALINOESTRATIGRAFICOS) OBTENIDOS

INTRODUCCIÓN

- a) Muestreo sistemático (Columna I y Plano 3)
- b) Análisis de los parámetros palinoestratigráficos

V. RESULTADOS DEL MÉTODO PALINOESTRATIGRAFICO

Análisis palinoestratigráfico macroscópico

Introducción

A.- LITOESTRATIGRAFIA

ANÁLISIS LITOLÓGICO (Tabla 10)

Color de la roca seca muestreada.

Tipo de roca muestreada.

Tipo de roca encajonante

Contenido de Carbonato de Calcio de la roca muestreada

ANÁLISIS DEL RESIDUO PALINOLOGICO (Tabla 10)

- 1) Abundancia del Residuo Palinológico (T. K.)
- 2) Abundancia del Residuo Palinológico (T. U.).
- 3) Color del Residuo Palinológico (T.K.).

ANÁLISIS DEL ALCOHOL ETÍLICO GLICERINADO (Tabla 10).

- 4) Color del Alcohol Etílico Glicerinado
 - 4a) Abundancia de Hidrocarburos
 - 4 b) Abundancia de Hidrocarburos aromáticos
 - 4 c) índice de Alteración Térmica (I. A. T.)

PARÁMETROS PALINOLOGICOS MICROSCÓPICOS (Tabla 11) (T. K.).

- 5) Contenido Total del Residuo Palinoiologico (T. K.).
- 6) Contenido de la Materia Micro orgánica.
- 7) Aspecto del Residuo Palinológico
- 8) Contenido de la Materia Micro mineral:
 - 8 a) Abundancia en el conté nido de las partículas sub-tipo Euhedral.
 - 8b) Abundancia en el contenido de las partículas Sub -tipo Grano.
 - 8c) Abundancia de los Minerales Pesados :
 - Actinolita
 - Anatasa
 - Apatita
 - Zircón
 - Turmalina

8d) Abundancia de los Minerales Ambientales:

- Pirita
- Hematita
- Cristales Evaporíticos

8e) Resumen de la Tabla 11

B.- BÍOESTRATIGRAFIA

Introducción

9) Abundancia de la Materia Microorgánica (Tabla 12).

10) Abundancia de los Tipos de Elementos Microorgánicos:

- 10.1) Herbáceo
- 10.2) Amorfo
- 10.3) Leñoso
- 10.4) Carbonoso

10 a) Tamaños de los Elementos Microorgánicos no Figurados:

10 a.1) Leñoso (W)

10 a.2) Carbonoso (C)

10 b) índice de Alteración Térmica (I. A. T.)

11) Abundancia de Palinomorfos (Tabla 13)

Introducción

12) Abundancia de Esporas

13) Abundancia de Incertae Sedis

14) Abundancia de:

- Quistes de Dinoflagelados

- Acrítarcas
- Polen surcado
- Polen Pclipicado

15) Abundancia en el contenido de Palinomorfos Re-depositados.

C-. CRONOESTRATIGRAFIA

DESCRIPCIÓN TAXONÓMICA SISTEMÁTICA

Láminas con fotos de:

Microminerales (I-VI)

Palinomorfos(VII-XIV)

Amorfos (XV-XVI)

- EDAD

-CORRELACIÓN

VI. ANÁLISIS DE LA CUENCA

D-. PALEOGEOGRAFÍA

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

MAPAS E I L USTRACIONES

Planos

Tablas

Figuras

Columnas

BIBLIOGRAFÍA

Dedicado a aquella mujer que a pesar de su origen
humilde, su visión siempre está dirigida hacia las
estrellas; mi madre:

María Dominga Rentería Bucio.

TAMBIÉN
DEDICADO AL PUEBLO CUBANO
(el de la Isla)

"El verdadero hombre no mira de que lado se vive mejor, sino de que lado está el deber, y ése es el único hombre práctico cuyo sueño de hoy será la ley del mañana, porque el que haya puesto los ojos en las entrañas universales y visto hervir los pueblos, llameantes y ensangrentados, en la artesa de los siglos, sabe que el porvenir, sin una sola excepción, está del lado del deber".

(JOSÉ MARTI, en Fidel Castro R., La Revolución Cubana, pág.44).

PRÓLOGO

"Solo lo fantástico tiene posibilidad de ser real en el espacio cósmico".

(Pierre Teilhard de Chardin Geólogo y Paleontólogo (1881- 1955))

Pero el presente trabajo no es fantástico, ni fue elaborado en el espacio cósmico, pero si es real.

El presente trabajo, no formó parte de algún proyecto de ninguna institución oficial, fue desarrollado por tanto, enfrentándose aun sinnúmero de obstáculos de toda naturaleza.

El haber iniciado, desarrollado y terminado el presente trabajo, su autor, considera que este es una real demostración de que, a pesar de esta época de crisis aguda en todos los ámbitos de nuestro país, cuando la posibilidad de ingresar a cualquier institución oficial es tan lejana, cuando se quiere llevara cabo el desarrollo de un proyecto personal, no es necesario pertenecer a ellas, para llevarlo a cabo.

El presente trabajo representa un proyecto personal, que se pudo desarrollar y llevar a buen término a través de 8 años de esfuerzos. Para esto se necesitó, claro, la comprensión y apoyo de personas que se caracterizan por tener siempre su visión hacia las estrellas, al espacio cósmico.

Por eso: lo que en un principio se toma como fantástico, tiene posibilidad de ser real en el espacio cósmico del ser humano.

I. INTRODUCCIÓN

En el análisis de las cuencas sedimentarias de "rifting", preponderantemente en la exploración petrolera, se tienen tres elementos fundamentales para lograr una integración geotectónica: LA ESTRATIGRAFÍA, LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL y LA GEOFÍSICA. La bioestratigrafía es el antecedente obligado ya que con ella, por medio de los métodos micro y/o macro paleontológicos, podemos establecer la posición en tiempo y espacio (biozonas y biofacies) de las unidades depositadas en las cuencas sedimentarias.

La litoestratigrafía y la cronoestratigrafía son los elementos básicos para llevar a cabo la interpretación y la descripción de una geología estructural e histórica. Con estos antecedentes bien fundamentados podemos interpretar la geología estructural.

La geofísica nos ayuda a aclarar parámetros geológicos dudosos, sometiendo a los terrenos tectono-estratigráficos a estudios eléctricos, paleomagnéticos, etc., para lograr las reconstrucciones globales de movimientos regionales o locales de bloques corticales.

Ahora bien, por otro lado, las unidades sedimentarias depositadas en cuencas tectónicas, pueden estar constituidas de facies sedimentarias diferentes de acuerdo a las condiciones paleogeografías imperantes en un intervalo de tiempo geológico dado; así podemos tener en dichas cuencas facies: continentales, mixtas y/o netamente marinas. En cada una de ellas habrá una paleobiota característica la cual dará (con el tiempo geológico) a la roca depositada un carácter macro o micropaleontológico propio (biofacies o biozonas).

Con base a lo anterior, tendremos un abundante contenido paleobiótico en las rocas sedimentarias de facie marina y mucho menor en la mixta o transicional, ya que, en las de facies continentales hay muy escasa cantidad de paleobiota debido a varios factores adversos a la conservación de los organismos terrestres: en primer lugar, en general, los conjuntos bióticos de los continentes son (y fueron) menos abundantes que los marinos. En segundo lugar, los organismos que mueren en el continente tienen poca probabilidad de que sean inmediatamente sepultados para ser preservados de la destrucción bacteriana. La alta energía de arrastre de los sedimentos destruye rápidamente al organismo transportado. Así, tenemos mayor probabilidad de encontrar fósiles en rocas sedimentarias depositadas en los medios marinos.

Sin embargo, los únicos restos orgánicos que se conocen en gran abundancia en los medios continentales son los elementos reproductores de las plantas: granos microscópicos de polen y esporas. Estos elementos poseen en su capa externa una sustancia química llamada ESPOROPOLENINA, que le da a su cubierta una alta resistencia al deterioro bacteriológico y al térmico. Esta característica los hace aptos para que se conserven, en general, en buen estado y, además en gran cantidad. De esta manera, con ellos se puede desarrollar un análisis bioestratigráfico que permite conocer las características cronológicas y ecológicas existentes en el continente.

Su abundancia es decreciente en las rocas sedimentarias depositadas desde el continente hasta los medios mixtos y marinos.

Por otro lado, el factor litológico está íntimamente relacionado con el medio de depósito de los sedimentos, ya que el factor granulométrico influye en el grado de conservación de la fauna y de la flora fósiles. Este es mejor en las rocas de grano de tamaño medio a fino, es decir, en areniscas de grano fino, limolitas, lutitas, margas, etc., con excepción de los bancos arrecifales y coquinas. En los sedimentos de grano grueso como en los conglomerados y en las brechas, la fauna y flora fósiles casi siempre están ausentes. Esto hace que en estas unidades litoestratigráficas sea difícil lograr definir su intervalo cronoestratigráfico, basado en su rango geocronológico.

Sin embargo, respecto a los conglomerados y a las brechas, es necesario aclarar que, por lo regular, éstos no representan secuencias litológicas continuas, ya que su proceso de depósito es discontinuo y variable. Esto es notable en las secuencias sedimentológicas depositadas en las zonas del "rifting", en donde la frecuencia de hundimiento del "graben" es variable, dando lugar a que, aún en los paquetes conglomerados y de brechas, haya intercalaciones de capas de sedimentos de grano fino a medio.

Refiriéndonos a estas capas de grano fino, en algunos lugares se ha encontrado un abundante contenido de impresiones de plantas fósiles; sin embargo, su estudio indica que el rango cronoestratigráfico de los taxa paleo vegetales es muy amplio. Este, por ejemplo, es el caso del área de Totoltepec-Mixtepec, al Norte del área estudiada, (Instituto de Geología U.N.A.M.) Ortega Gutiérrez, en 1970, donde Silva Pineda, paleobotánica, estudió las impresiones de las plantas fósiles, y concluye que: "todos los géneros citados existen desde el Triásico Tardío al Cretácico Temprano. La especie. proporciona un alcance cronoestratigráfico más restringido, pero no muy preciso, por lo que la flora estudiada puede quedar comprendida desde el Jurásico Inferior al Superior". De aquí Ortega Gutiérrez concluye que solo por posición estratigráfica son de Edad Jurásica Temprana por encontrarse en forma discordante bajo la Formación Tecomazuchil del Jurásico Medio (Tabla 1).

Por lo anterior, podemos concluir que desde el punto de vista de la macropaleobotánica no es posible, siempre, obtener un rango geocronológico estrecho de rocas sedimentarias continentales y, entre estas los conglomerados y las brechas. Entonces, los únicos elementos micropaleontológicos susceptibles de ser utilizados con fines bioestratigráficos más precisos son los granos de polen y esporas que son abundantes y que, por lo general, se presentan en buen estado de conservación en los sedimentos continentales de grano fino. Este estudio es dedicado a la Paleopalinología en el sentido estricto.

Sin embargo, en el sentido amplio, y por lo general, aparte de polen y esporas, en el residuo palinológico, por medio de la observación óptica de las láminas palinológicas, podemos observar que en la mayoría de los casos y dependiendo del medio de depósito, los residuos pueden contener otros organismos y/o elementos orgánicos, tales como coccolitofóridos y discoastéridos, membranas internas de las cámaras de microforaminíferos (no quitináceas), acritarcas, materia y/o elementos algáceos, traqueidas, fragmentos leñosos y fragmentos carbonosos.

Al conjunto de organismos o elementos que presentan una morfología, se les denomina PALINOMORFOS (o elementos figurados) y al conjunto de elementos sin forma, se les

llama elementos NO FIGURADOS (por ejemplo, fragmentos leñosos).

Así, la determinación cuantitativa y cualitativa de estos conjuntos de microfósiles, nos permite obtener la edad, el medio de depósito y las condiciones ambientales y diagenéticas de las rocas sedimentarias analizadas, depositadas en una cuenca tectónica.

Este estudio es el denominado MÉTODO PALINOESTRATIGRAFICO, creado por el Dr. Jaime Rueda Gaxiola (1973) en el Instituto Mexicano del Petróleo, el cual consiste básicamente en el análisis macro y microscópico del residuo orgánico y mineral extraído de los sedimentos y rocas sedimentarias superficiales y/o del subsuelo.

El objetivo de este método es "facilitar la exploración de cuencas, mediante un análisis secuencial e integral de los componentes del residuo palinológico obtenido de rocas sedimentarias provenientes de afloramientos y/o del subsuelo, cuyos resultados permiten determinar una edad geológica, conocer la evolución geológica local y regional de las secuencias sedimentarias y la historia térmica de la materia orgánica, que es el origen de los hidrocarburos" [Rueda Gaxiola J., 1993).

ANTECEDENTES.

En los seis meses que estuvo el autor cumpliendo su servicio social en el Departamento de Geohidrología y Geología del Petróleo en la División en Ciencias de la Tierra de la Facultad de ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, coordinado entonces por el Ingeniero Campos Madrigal E., gracias a su apoyo y atenciones, pudo dedicarse a consultar y analizar la bibliografía geológica nacional, para poder definir el tema de su tesis.

Así, el autor encontró una publicación del Doctor Zoltán de Cserna (1970): "Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centro - meridional de México", Excursión México - Oaxaca, libro Guía publicado por la sociedad Geológica Mexicana (p. 36-50) en la que el autor citado expone en forma imparcial, sencilla y clara, el problema cronoestratigráfico que adolecen varias áreas geológicas del centro meridional y sur de México. Entre ellas, las que más interesaron al autor fueron dos:

- 1.- En el área de Tehuacan, de rocas supuestamente pensilvánicas que afloran entre las poblaciones de los Reyes Mezontla y San Francisco Xochiltepec y en los alrededores de San Luis Atolotitlán"... a lo largo de los arroyos los afloramientos si son satisfactorios para un estudio detallado estratigráfico-tectónico. Este afloramiento consiste en una alternancia de arenisca, lutitas y limolitas, donde las areniscas predominan sobre las otras dos. Las areniscas son de color gris mediano y de tipo de grauvaca. La secuencia es netamente rítmica y tiene un aspecto de un "Flysh". Las lutitas son negruscas con alto contenido de fierro..." (Zoltan de Cserna 1970). "Para poder seguir las estructuras plegadas producidas en las rocas paleozoicas después del Pérmico y antes del Triásico (Orogenia Coahuiliana), es necesario descifrar las estructuras mediante estudios detallados, reconstruyéndolas con la debida substracción de los efectos, de las varias deformaciones posteriores", (op. cit.).

2.- Con respecto al Mesozoico, él describe la problemática de varias áreas donde afloran secuencias de rocas sedimentarias del jurásico; entre estas áreas se encuentra la de Tezoatlán-Tlaxiaco; "Si las relaciones realmente son tales como las señaló Birkinbine, entonces es necesario investigar la naturaleza y causa de esta discordancia mediante estudio geológico detallado en el campo y evaluar su importancia" (op. cit).

"Con las dudas expresadas por Alencaster (1963) y los datos transcritos de Bustamante, M. al abordar al paleozoico en este artículo referente a la presencia del paleozoico en la región de Tlaxiaco, CONSIDERO COMO ESENCIAL EMPRENDER UNA INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA DETALLADA DE LA REGIÓN DE TEZOATLÁN-TLAXIACO, YA QUE NO VEO COMO RESUELTA LA GEOLOGÍA PRE-JURÁSICA MEDIA DE ESTA" (op cit).

Después de haber hecho el autor un análisis y un planteamiento con las peculiaridades geológicas de cada una de las áreas citadas, se inclinó a considerar la de Tezoatlán, Mixteca Alta de Oaxaca, como la más interesante.

Ese análisis bibliográfico indicó que su cronoestratigrafía es incierta ya que solo en el grupo Tecocoyunca se tienen dataciones basadas en la presencia de amonitas, quedando incierta la edad de las formaciones infrayacentes. Además, se concluyó que la litología de las unidades litoestratigráficas es adecuada para aplicar el método palinoestratigráfico, ya que se trata de rocas de ambientes continentales, mixtos y marinos con intercalaciones de lutitas y limolitas carbonosas ricas en materia microorgánica, que afloran en la región de Rosario Nuevo (plano 1).

Con el fin de verificar la existencia de estas rocas, el autor realizó la primera visita al área en 1994. Como resultado comprobó que en la Barranca de Rosario Nuevo aflora una magnífica secuencia con las características adecuadas para desarrollar el trabajo de tesis.

Como más adelante se describirá, ha habido varios investigadores que han estudiado la región, siendo los siguientes los que, de una manera u otra han contribuido a conocer más y mejor, geológicamente hablando, esta región.

Prácticamente, la exploración geológica aquí se inicia en las postrimerías del siglo antepasado. Ante la necesidad de aumentar las reservas de carbón, como elemento combustible, tanto para el ramo industrial, como para mover las locomotoras, que día con día aumentaban en su utilización. Posteriormente, ante la aparición de nuevos energéticos, tales como el petróleo y el uranio, y el incremento de la demanda del hierro para su uso bélico e industrial, trajo como consecuencia un mayor requerimiento de exploraciones geológicas; así, comenzó el interés geológico por la región Tezoatlán-Tlaxiaco, que desde ese entonces, ha sido visitada por un notable número de investigadores, para llevar a cabo estudios de tipo de evaluación económica o académicos:

Ramírez S. (1882), realizó el primer estudio de prospección mineral del carbón.

Aguilera J. C. (1896), hizo un reconocimiento geológico de la región de Ayuquila, al NW cerca de Huajuapán de León, Oaxaca.

J. Félix y H. Lenk (1899), desarrollaron trabajos geológicos y paleontológicos en regiones de Puebla y Oaxaca.

Wieland G. R. (1909-1926), efectuó un magnífico estudio bioestratigráfico en las áreas de El Consuelo, Tlaxiaco y Mixtepec, parte noroeste del Estado de Oaxaca. Asignando, por primera vez, a las rocas sedimentarias de estas regiones, una Edad Rhetiense-Liásico con base en el estudio de un conjunto de paleovegetales, colectados en una secuencia sobre el cauce de él Arroyo El Consuelo.

Flores T. (1909), hizo un reconocimiento geológico en el noroeste del Estado de Oaxaca.

Birkinbine J. L. W. (1911), desarrolló, por primera vez y con mucha aproximación, la cartografía geológica inicial de la región Tezoatlán-El Consuelo, noroeste del Estado de Oaxaca.

Burckhardt C. (1927), hizo un notable estudio paleontológico, basado en amonitas, provenientes de diversas localidades al noroeste del Estado de Oaxaca, y al noreste del Estado de Guerrero. "Subdividió [la secuencia estudiada] en "Capas Inferiores con Plantas" y " Plantas superiores con Plantas " atribuyendo a las primeras, por su [paleo] flora, una Edad dudosa del Triásico y más segura del Jurásico Inferior, y a las segundas, al Jurásico Medio" (Erben, 1956a).

Maldonado-Koerdell M. (1948), estudió plantas fósiles del área de Ayuquila, noroeste de Huajuapán de León, Oaxaca y, además llevó a cabo una recopilación de las plantas fósiles de todos los trabajos paleobotánicos de su época.

Salas G. P. (1949), llevó a cabo un reconocimiento geológico de la Cuenca sedimentaria de Oaxaca.

Cortés Obregón y L. Torón V. (1953), realizaron un estudio geoeconómico de las capas de carbón, remapeando la región de Tezoatlán-El Consuelo, basándose en la cartografía de Birkinbine (1911).

Erben H. K. (1956), realizó su famoso estudio geológico-paleontológico regional, en el cual organiza y define unidades litoestratigráficas, ubicándolas en el tiempo geológico.

Alencáster G. (1963), llevó a cabo el primer estudio paleontológico de pelecípodos al noreste del Estado de Guerrero y al noroeste del de Oaxaca.

Delevorias T. (1966), hizo un estudio paleobotánico-taxonómico del Jurásico en el Estado de Oaxaca.

Silva Pineda A. (1970), estudió impresiones de plantas fósiles jurásicas provenientes de áreas aledañas a la Barranca de Rosario Nuevo.

Delevorias T. y Gould R. (1974), estudiaron una macroflora fósil jurásica.

Ferrusquía-Viláfranca (1970-1976), hizo un estudio geológico-paleontológico en la región mixteca de Oaxaca.

Ortega Gutiérrez F. (1978), desarrolló un estudio estratigráfico del Complejo Acatlán, inmediatamente al Norte del área de estudio.

Carrasco Ramírez, Raúl S. (1981), como tema de tesis de maestría, elaboró un buen estudio geológico del Jurásico en el área norte de Tlaxiaco (al sur del área estudiada).

Basañez et. al. (1984), como parte de un proyecto del Instituto Mexicano del Petróleo, desarrolló una sección estratigráfica del anticlinorio Diquiyú; del cual no se pudo tener acceso.

González Torres E. (1989), como tema de tesis de Licenciatura, aplicó técnicas del paleomagnetismo a rocas jurásicas en el área de Tezoatlán.

Morán-Zenteno, Caballero-Miranda, Silva-Romo, Ortega-Guerrero y González Torres (1993), desarrollaron un estudio geológico regional del área de Tezoatlán.

ESTUDIO PALINOESTRATIGRÁFICO DE LOS GRUPOS CONSUELO Y TECOCOYUNCA (TRIÁSICO-JURÁSICO), EN LA BARRANCA DE ROSARIO NUEVO, REGIÓN DE TEZOATLÁN, AL NOROESTE DEL ESTADO DE OAXACA. MÉXICO.

Jorge Jiménez-Rentería¹ y Jaime Rueda-Gaxiola²

RESUMEN

Teniendo como antecedentes: la falta de una crono estratigrafía precisa, ausencia de control estratigráfico en los estudios paleontológicos y paleobotánicos, la controversia en las unidades constituyentes del Grupo Consuelo, el presente autor decidió aplicar el Método Palinoestratigráfico, en la secuencia jurásica aflorante en la Barranca de Rosario Nuevo.

Como resultado del análisis bio y crono estratigráfico de los estudios de la paleo flora triásica-jurásica existentes, se definieron la crono y bioestratigrafía del Grupo Consuelo (sensu Jiménez-Rentería, 2004), resultando éste de una edad Rhético-Liásica. También se logró definir el límite bioestratigráfico de la facies fina-carbonosa y conglomerádica de lo que ahora es el Grupo Consuelo.

Las unidades lito estratigráficas, donde se aplicó el método, fueron las Formaciones: Conglomerado Prieto, Cuarcítica Cualac y Zorrillo. Con base en el análisis de los 36 parámetros palinoestratigráficos obtenidos, resultó lo siguiente: se dataron las dos primeras dos unidades: Sinemuriano y Pliensbaquiano-Aaleniano, respectivamente, quedando la de la Zorrillo (ausente anteriormente) como Bajociana Temprana, por posición estratigráfica; se definieron sus límites estratigráficos; la secuencia se pudo dividir en 9 palinozonas; se detectó la presencia del tipo y abundancia de hidrocarburos producidos; el I. A. T de la materia orgánica en cada una de ellas; su ambiente de depósito y su paleogeografía.

Como resultado de la observación de campo en 9 visitas a la región y del análisis palinoestratigráfico, se concluyó que: 1) es posible delimitar, en un agrado aproximado a las formaciones Zorrillo y Taberna; 2) que casi son congruentes las edades obtenidas con paleobotánica y paleopalinología; 3) la secuencia contiene rocas-fuentes de hidrocarburos; 4) se detectaron dos movimientos principales de la paleocosta: regresión, durante el depósito de las unidades Rosario y Conglomerado Prieto y parte inferior de la Cuarcítica Cualac; trasgresión, durante el depósito de la parte superior de la Cuarcítica Cualac, Zorrillo y Taberna, la Simón representa un corto intervalo de regresión, para luego proseguir la trasgresión con las demás unidades de la parte superior de la secuencia jurásica; 5) la Formación Rosario no aflora en la parte oriental del anticlinorio de Diquiyú por razones paleogeográficas; 6) este anticlinorio es asimétrico, debido a la acción de esfuerzos de compresión con sentido este-oeste y de dirección este-oeste; 7) la Unidad Diquiyú, fungió como barrera estructural diferencial de compresión; 8) la variación del I. A. T. está relacionada con el tipo de materia orgánica contenida en las formaciones rocosas estudiadas.

¹ Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. 01771 7172000, ext. 6623. Fax: 017711484092.

² ESIA-IPN, Unidad Ticoman No. 600, México D. F. jaimerueda@compuserve.com.mx

Se propone: a) dividir a la Formación Rosario (sensu Erben, 1956) en dos unidades: la inferior-lateral facies fina-carbonosa, la cual seguiría llamándose Rosario y la facies conglomerádica elevada a la categoría de Formación Conglomerado Prieto, constituyendo ambas, al nuevo Grupo Consuelo; b) cambiar el nombre al Conglomerado? Cualac por el de Formación Cuarcítica Cualac; c) remover a ésta última a la base del Grupo Tecocoyunca; y d) que todo estudio paleobotánico o paleontológico se haga con control estratigráfico, ya que, de no ser así, sus resultados, para el ámbito de la estratigrafía, resultarán infructuosos.

ABSTRACT

Having like antecedent a stratigraphic and chrono necessary absent accurate, a stratigraphic control absent in the paleontological studies, controversy in units ages of the of the Consuelo Group, the present author decided to apply the Palinostratigraphic Method, on the jurassics rocks, of the Rosario Nuevo deep hollow. Like results of the biostratigraphic analysis of the paleoflora studied before, to definite the chronostratigraphic and biostratigraphic of the Consuelo Group (Erben, 1956; enmend Jiménez-Rentería, 2004), resulting it about Rhético-Liásico age; likewise established to definite the limit litho an biostratigraphic between fina-carbonosa and conglomerate facies (after Jiménez-rentería, 2004).; that it was Consuelo Group (after Jiménez-Rentería, 2004).

The units stratigraphics below the method, was the formations Conglomerado Prieto and Cuarcítica Cualac (after Jiménez-Rentería, both), and Zorrillo. Below the analysis about 36 parameters palinostratigraphic it obtained: both first formations was date. Sinemuriense and Pliensbaquiense-Aalenienese, be to remainig Zorrillo (with age absent before), like Early Bajocian, below stratigraphic position; it was definitione its stratigraphic limit: the secuencia was divided en nine palinozons; it interpretation historical –geology; kine and cuantia of hidrocarbons otherwise it type; A.TI. (I.A.T. in spanish), of the organic matter in the studied rocks; it detection seven transgression-time marine light; it deposited environment; and it paleogeographic.

Before of nine country visit on the region and below de palinostratigraphic analysis, it conclude: it was reality possible to separated the formations Taberna from Zorrillo; are almost fitness the ages between paleobotany and palinologic studies; it has kitchen rocks on the region studied; it was two kinds of the oscillations palaeo shoreline; regreition in the formations Rosario, Conglomerado Prieto and the lower interval of Cuarcítica Cualac, and trangetion, since upper interval of the Cuarcítica Cualac, and Zorrillo, and Taberna; the Rosario formation (after Erben, 1956) is not display on the oriental side of anticlinorium Diquiyú on account of paleogeographic reasons; it is asymmetrical anticlinorium on account of spirit action with, west-east sense and east-west diretion, principaling; Diquiyú unit, was the principal barriere diferencial against: the variations of T. A.I. is related with kind of organic matter.

Palabras claves: palinoestratigrafía, palinomorfos, transgresión, regresión, Rosario Nuevo, Diquiyú, Oaxaca, México.

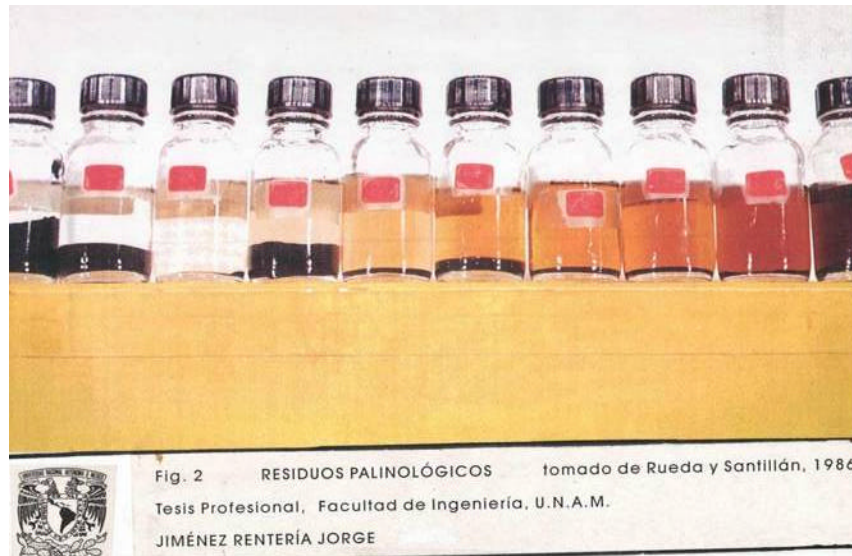
INTRODUCCIÓN

El área de estudio está situada al SE de la República Mexicana, NW del Estado de Oaxaca (Fig. 1), enclavada en la provincia fisiográfica Tierras Altas de Oaxaca, subprovincia Mixteca Alta y en la 1ª Región Lomeríos con Cañadas (figura 2, REISZ 1964; in González-Torres, 1989). Las vías de acceso están indicadas en la Figura 3.

Como se sabe, para llevar a cabo la interpretación y reconstrucción precisa de cualquier estructura geológica, es necesario tener como antecedente una estratigrafía definida con precisión y, para establecerla, se precisa fundamentarse en la crono, bio y litoestratigrafía de las secuencias estudiadas. Ahora bien, en las secuencias sedimentarias, tenemos diferentes tipos de biofacies, siendo éstas más prolíficas en las marinas, que en las continentales, ya que, en estas últimas las condiciones del transporte y depósito son drásticamente adversas para la conservación de los organismos continentales como fósiles. Por esto, tradicionalmente se ha considerado a las unidades detríticas gruesas, como son los conglomerados y brechas sedimentarias, difíciles, sino imposible de datar.

Sin embargo, en las cuencas sedimentarias, particularmente en las del tipo de “rifting”, el hundimiento no es continuo, hay lapsos geológicos de equilibrio geodinámico, durante los cuales, se depositan detritos finos, quedando éstos interestratificados entre los flujos de conglomerados y brechas sedimentarias. Estos sedimentos finos de depósito continental, generalmente contiene, una alta cantidad de materia, tanto micro como macro vegetal: los primeros de gran importancia, corresponden a los elementos microscópicos, reproductores de los vegetales: granos de polen y esporas (en sedimentos continentales); además quistes de dinoflagelados y acritarcas (en sedimentos marinos y mixtos). El segundo tipo se refiere a las impresiones de frondas, troncos y órganos de reproducción de paleo vegetales. Sin embargo, con los diversos estudios paleobotánicos, realizados en la región (Wieland, 1916; Silva-Pineda, 1968, 1970, 1978, 1985) se ha demostrado que los paleo vegetales presentan, por lo regular, rangos geocronológicos extensos, lo cual dificulta la obtención de una edad precisa, esto aunado con su ausencia de relaciones estratigráficas. En cambio con los microfósiles vegetales, a parte de producirse en grandes cantidades (polenesporas), presentan una efectiva capacidad para conservarse como microfósiles y además, muchos de ellos poseen rangos geocronológicos cortos, con los cuales se puede determinar una edad precisa.

Al proceso del análisis de estos microfósiles, aunado con sus relaciones estratigráficas con la columna que los contiene, se le denomina MÉTODO PALINOESTRATIGRÁFICO (Rueda-Gaxiola, 1970 a 1994). Su desarrollo se lleva a cabo en dos etapas: la primera consiste en la aplicación de dos procesos geoquímicos, parcialmente semejantes, ejercidos sobre cada muestra de sedimento, con el fin de aislar: con uno, las materias microscópicas mineral y vegetal de la roca original (Técnica de Kerógeno=T. K.); con la otra se aísla sólo a los granos de polen y esporas (polenesporas), quistes de dinoflagelados y acritarcas (llamados en conjunto palinomorfos) (Técnica Usual = T. U.). Como resultado, se obtienen dos tipos de residuos palinológicos (Figura 1), los cuales se guardan en frasquitos cristalinos conteniendo alcohol etílico glicerinado (AEG). A partir de éstos, se “montan” dos laminillas palinológicas con cada uno para su estudio posterior microscópico.



La segunda se lleva a cabo con dos tipos de análisis: el primero, macroscópico, consiste en la medición directa del espesor del residuo depositado en el fondo de los frasquitos, así como en la observación ocular de los colores del residuo y del AEG. El segundo, microscópico, consiste en “barrer” las laminillas palinológicas bajo el microscopio con el fin de caracterizar, identificar y clasificar a los palinomorfos (entre otros parámetros no menos importantes).

El área estudiada está situada al SSE de la República Mexicana, NW del Estado de Oaxaca, enclavada en la Provincia fisiográfica Tierras Altas de Oaxaca, Subprovincia Mixteca Alta y en la Región Lomeríos con Cañadas (Figura 2). Las vías de acceso están indicadas en la Figura 3.

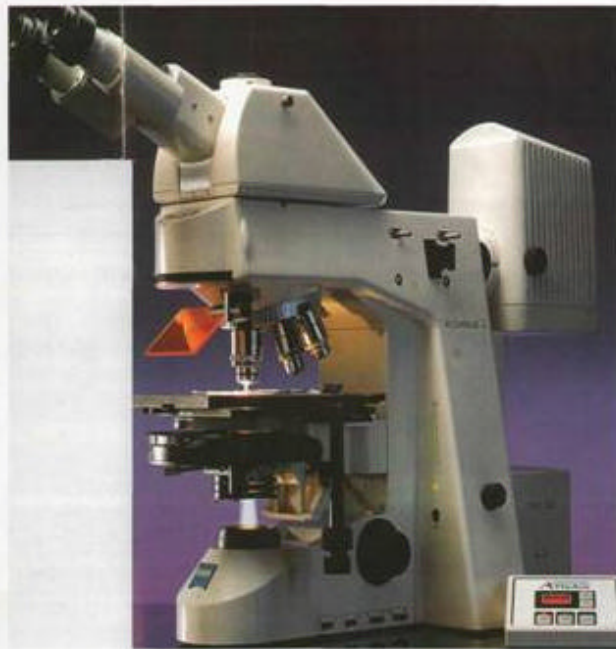


Fig.3

Foto: cortesía de Carl Zeiss de México microscopio fotónico con contraste de fase.

Tesis profesional
Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

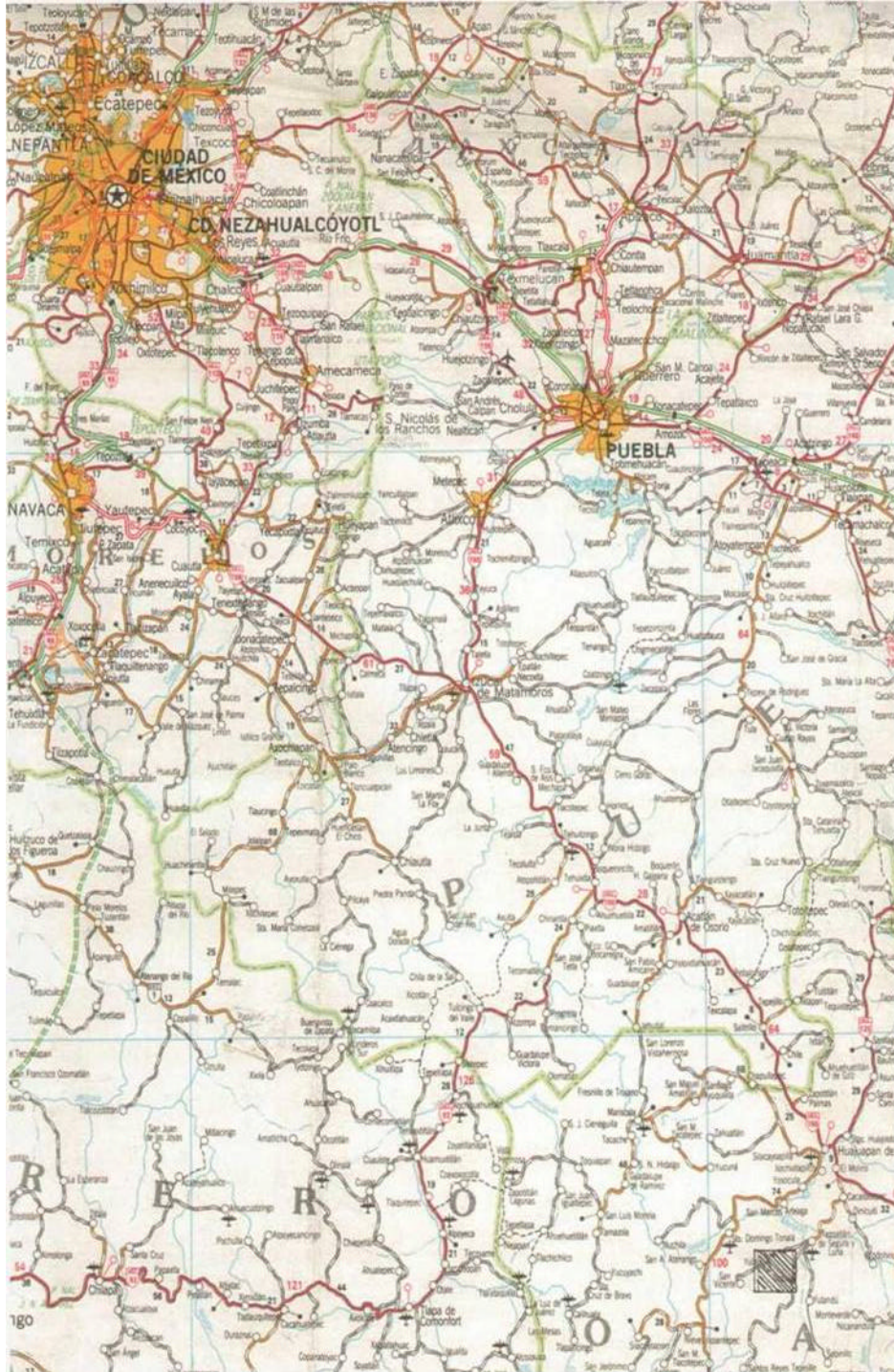


JIMÉNEZ RENTERÍA JORGE
2004

ANTECEDENTES

Birkinbine J. L. W. (1941), elaboró la primera cartografía de la región Tezoatlán-El Consuelo; con fines de prospección carbonífera, Cortés-Obregón y L. Torón (1953) remapearon la misma región, basándose en la de Birkinbine; Erben (1956) estudió e integró a las diferentes unidades de la región en dos grupos: Consuelo y Tecocoyunca; Silva-Pineda (1968, 1970, 1978, 1985) hizo varios estudios de impresiones de paleo vegetales jurásicas en las áreas aledañas a la Barranca de Rosario Nuevo; Sandoval y Westermann

(1984) estudiaron las amonitas de la Formación Taberna en el Barranco de La Bolita, cerca de Mixtepec (al sur del área estudiada); González-Torres (1989) además de su estudio geológico formal, aplicó el método del paleomagnetismo en la región de Tezoatlán. Otros autores han estudiado esta región con fines geoeconómicos y han hecho algunos aportes importantes.



PROBLEMÁTICA

Prácticamente, desde que Erben (1956 a, b) dejó asentado la nomenclatura de las agrupaciones Consuelo y Tecocoyunca, no ha habido cambios sustanciales a su legado. Sobre la región se han desarrollado un número importante de trabajos de temática variada: geoeconómicos, (carbón y uranio), cartográficos, paleontológicos (cefalópodos y pelecípodos), paleobotánicos y paleomagnéticos. Casi todos han seguido los fundamentos legados por Erben. Hay que mencionar que, algunos autores ya han indicado algunos aspectos que presentan anomalías en los fundamentos de Erben: primero, Alencáster (1963) llama la atención sobre las posiciones inadecuadas que guardan entre sí las formaciones Rosario y el Conglomerado Cualac del Grupo Consuelo.

Carrasco-Ramírez (1981) y González-Torres (1989), notaron que, las formaciones Taberna y Zorrillo, son tan semejantes en su litología y, tan estrechas en su espesor (< de 60 m), que es más conveniente fusionarlas en una sola unidad; además el segundo autor, indica la necesidad de abandonar la nomenclatura de Erben, ya que ésta, está basada sólo en fundamentos bioestratigráficos.

Pero de lo que más se ha adolecido es lo referente a la lito, bio y cronoestratigrafía. Por ejemplo, de todos los estudios paleobotánicos, sólo el de Wieland (1916) presenta un control estratigráfico. En las partes inferiores de la columna regional, unidades continentales?, detríticas gruesas, han permanecido, prácticamente con las edades impuestas, con base en paleo vegetales identificados con otros de Suebia, por Erben (1956a).

Entonces, el problema fundamental es cronoestratigráfico, debido a que, por ejemplo, en la parte inferior, la Formación Rosario, quedó confusa e imprecisa; el Conglomerado Cualac, también sin fósiles de vertebrados e invertebrados, Erben le dio una edad tentativa por posición estratigráfica con la única unidad datada formalmente: Taberna.

Así, por las razones expuestas arriba, el presente autor, decidió a aplicar el Método Palinoestratigráfico en dicha columna estratigráfica.

MÉTODO DE TRABAJO

Consistió de cuatro etapas:

1ª. Recopilación y análisis de trabajos previos.

2ª Trabajo de Campo.

3ª Trabajo de laboratorio.

4ª Trabajo de Gabinete.

Se recopilaron y analizaron estudios de variada temática: paleomagnéticos, geológicos, de prospección carbonífera y uranífera, paleobotánicos, paleontológicos y geomorfológicos. La información obtenida, fue decisiva para que el autor se decidiera aplicar el método palinoestratigráfico, aunado con el manejo de la información paleobotánica, aplicada a la crono, y bioestratigrafía de la columna estudiada,

En total se realizaron nueve visitas exploratorias al área de Tezoatlán, pero se necesitaron dos primeras para localizar a la secuencia aflorante idónea para su estudio palinológico. Las características adecuadas que deberían presentar la secuencia fueron las siguientes:

- 1) Exposición adecuada de la secuencia. Es decir, que topográficamente fuera accesible para ser medida, muestreada y analizada.
- 2) Continuidad estratigráfica, ya que de esta manera, se puede analizar de un modo ininterrumpido los acontecimientos geológicos y geohistóricos que la secuencia nos exprese.
- 3) Presencia de capas con granulometría fina y con coloración oscura. Estas características son síntomas inequívocos de que ellas contienen materia microorgánica, en cantidades adecuadas para su estudio palinológico.
- 4) Que la secuencia aflorante presentara una mínima distorsión estructural. Esta característica está relacionada con la segunda.

De las cuatro, la secuencia litoestratigráfica aflorante en la Barranca de Rosario Nuevo, cumplió con: la primera, la tercera y la cuarta. La discontinuidad que presenta es estrecha. En el tramo de la sección que se estudió, la barranca “corta” con mucha aproximación perpendicularmente a los rumbos de los echados de los estratos estudiados; mas allá, la barranca se desvía (ver Planos 3), presentando un rumbo diagonal a paralelo al rumbo de los estratos.

Así, los pasos siguientes fueron: Con el objeto de tener apoyo topográfico, para la columna litoestratigráfica a analizar, ya que el presente estudio se considera como de semidetalle, se llevó a cabo el levantamiento de una poligonal topográfica abierta, que tuviera en lo posible, una dirección perpendicular al rumbo de los estratos. La poligonal se midió con brújula y cinta métrica con intervalos de 24 mts., tomando rumbos y echados. Los rasgos geológicos observados, se proyectaron métricamente sobre la poligonal y después sobre la

columna (ver Planos 3 y columna 1). Con el báculo de Jacobo, se midieron espesores. Los niveles estratigráficos muestreados se localizaron con exactitud en la poligonal y en la columna estratigráfica. Las consecutivas visitas de exploraciones a la región permitieron obtener abundante información geológica. Para “vaciar” esta información se utilizaron los siguientes planos base: La carta topográfica de INEGI., denominada Carta Tezoatlán de Segura y Luna, con clave E14D24, a escala 1:50 000. El plano geológico a escala 1:50 000, tomado de la tesis de González-Torres (1987).

Se enviaron al laboratorio de Geoquímica Orgánica, situado en las instalaciones del Instituto Mexicano del Petróleo, en la Zona Industrial de la Ciudad de Pachuca, Hidalgo.

El trabajo de gabinete consistió en la elaboración de todo el material gráfico, a partir de todos los resultados obtenidos desde el trabajo de campo hasta el trabajo óptico, pasando por el de recopilación (paleo vegetales).

MÉTODO PALINOESTRATIGRÁFICO

Palinoestratigrafía es un término que está constituido por las palabras PALINOlogía y ESTRATIGRAFÍA. La palinología es una rama de la Botánica, que inicialmente solo estudiaba a los granos de polen y esporas de plantas actuales. Con el advenimiento de mejores técnicas, tanto en el campo óptico como en las de perforación de pozos profundos, la palinología fue utilizada para estudiar polen esporas (polenesporas) encontradas en rocas tan antiguas como las del Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico; así se formalizó la paleopalinología. Posteriormente, al aumentar la demanda de nuevas técnicas para el desarrollo de la prospección petrolera, creció la necesidad de utilizar a la paleopalinología en este tipo de estudios; y como resultado, en 1972, el Doctor Rueda-Gaxiola en el Instituto Mexicano del Petróleo, diseñó un conjunto de relaciones entre parámetros geológicos y la paleopalinología, denominando a dicho conjunto como Método Palinoestratigráfico. Los resultados obtenidos desde 1973 al 2004, demostraron la efectividad del método en el análisis de cuencas sedimentarias petroleras.

El método es sistemático, y consiste en las siguientes etapas:

A.- Muestreo. De las capas sedimentarias de grano fino y de colores oscuros (como síntoma de su abundante contenido de materia orgánica), se extrae la porción menos

intemperizada en un peso de aproximadamente 600 gramos. Cada capa muestreada se localiza métricamente en la poligonal tipográfica y en la columna litoestratigráfica.

B.- Laboratorio geoquímico. De los 600 gramos muestreados, 60 gramos de cada muestra se procesan geoquímicamente en el laboratorio, bajo dos procesos: con la técnica kerógeno (T. K) se aíslan de la roca original las materias microorgánica y micromineral.

La fracción microorgánica puede estar constituida por: polen, esporas, quistes de dinoflagelados, acritarcas y algas, denominado este conjunto como palinomorfos (con forma); además, fragmentos leñosos y carbonosos. Estos últimos pueden ser ya sea fragmentos leñosos y/o palinomorfos carbonizados. Ambos se consideran como material re-trabajado.

La fracción micromineral incluye a todos aquellos minerales que resistieron a la acción degradante de las soluciones ácidas utilizadas en el proceso geoquímica. Generalmente, los más resistentes son aquéllos que pertenecen al grupo denominado Minerales Pesados, como el Circón, la Turmalina, Apatita, Cuarzo, Rutilo, Anatasa, etc.

Con la técnica usual (T.U.) se aísla a los palinomorfos, desechando a todo lo demás.

Como resultado de la aplicación de cada técnica, se obtiene un residuo palinológico, en el cual se guarda en frasquitos transparentes con una solución protectora llamada Alcohol Etilico Glicerinado (A.E.G.). Con la mezcla obtenida en cada frasquito se elaboran dos laminillas palinológicas, con el residuo palinológico de cada técnica.

C.- Análisis de los residuos palinológicos. Macroscópico: incluye la observación y medida directa tanto del residuo sedimentado en el fondo del frasquito, como del color del AEG. En el primero se determina su espesor y su color; en el segundo solo su color.

Color del AEG: cuando el residuo palinológico se guarda dentro de cada frasquito cristalino con AEG, una fracción inestable del residuo se combina con aquél dotándolo de color, el cual varía con el tipo y abundancia del hidrocarburo contenido en la materia microorgánica.

Rueda y Santillán (1986), obtuvieron relaciones del color del AEG con varios parámetros palinológicos y geológicos, entre ellos están el tipo y abundancia de hidrocarburos, tipo y abundancia de la materia microorgánica, el medio de depósito de la roca-fuente, etc. El color del AEG de cada frasquito de cada técnica, se identifica con una Tabla de Colores.

Microscópico. Se desarrolla analizando las laminillas palinológicas bajo un microscopio fotónico (luz polarizada) con sistemas de luz paralela, contraste de fases y contraste de interferencia. Se analizan cuatro laminillas, dos con la T.K y dos con la T.U.

Trabajo de gabinete. Con los valores de los parámetros obtenidos, se desarrollan histogramas, tablas y columnas, con el fin de visualizar más claramente sus expresiones geológicas, tectónicas y neohistóricas.

PRESENTACIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS

Localización del área estudiada (Plano 5). Geográficamente esta situada en la porción sursureste de la República Mexicana, y al noroeste del Estado de Oaxaca. Paleogeográficamente se sitúa en el extremo norte-noroeste de la Cuenca de Tlaxiaco, donde, como estructura regional se encuentra el Anticlinorio de Diquiyu (Erben, 1956, a, b), en cuya margen oriental del mismo, se ubica la Barranca de Rosario Nuevo, donde se estudió la secuencia estratigráfica, tema del presente trabajo.

El área general está limitada por las siguientes coordenadas geográficas: 17° 45', 17° 20' de latitud norte y 98° 00', 97° 40' de longitud este; el área regional por 17° 38', 17° 34' de latitud norte y 97° 54', 97° 49' de longitud este.

Dentro del área general, la principal población es Tezoatlán de Segura y Luna, que es cabecera municipal; en la regional, se encuentran las pequeñas poblaciones de: San Andrés Yutatío, Yucuquimi de Ocampo, San Juan Diquiyú y Rosario Nuevo.

Estratigrafía

La sección estratigráfica se ubica al sureste inmediato de la población de Rosario Nuevo, en el lugar de la barranca llamado El Loro. El trayecto de la sección está a lo largo de la barranca con una longitud aproximada de 800 m, (ver Planos 3). En el plano 6, se indica las rutas de acceso al área en estudio. Fisiográficamente, el área se localiza entre las provincias fisiográficas Franja Neovolcánica Transmexicana y Sierra Madre del Sur. Está dentro de las subprovincia Mixteca Alta (Ochoterena, 1980).

El área regional mide 47.4 Km²; geológicamente está representada en el Plano 2 con una escala gráfica de 1:9, 460. En esta área afloran rocas tanto de origen sedimentario, como de

origen ígneo extrusivo, predominando las primeras, en sentido vertical de la columna estratigráfica como en extensión geográfica.

En el conjunto de rocas de origen sedimentario, predominan las depositadas en medios marinos sobre las clásticas de ambiente mixto y continental. Sin embargo, es necesario indicar que la influencia del aporte continental se observa casi a través de toda la columna estratigráfica regional (columna 2).

Las rocas de origen ígneo extrusivo afloran hacia el sur-central y en el extremo oriental de la región y pertenecen a las unidades: Unidad Diquiyú (TRs-Jid) y “Derrames Andesíticos (Tma), cuerpos intrusivos andesíticos, se encuentran en la porción nororiental de la región (Tsid).

La extensión de los afloramientos de las rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Acatlán, es casi nula, por lo cual su descripción formal, queda fuera de contexto. Sin embargo, debido a que varios autores han observado relaciones de esta unidad con las que afloran en el área regional, y por el hecho de que esta unidad, inequívocamente, representa la roca-madre, aportadora de detritus, constituyentes de otras unidades litoestratigráficas superiores estratigráficamente, así como también de estratos y capas aisladas, se describirá sólo aquellas partes que se consideran aportadoras de detritus cuarzoso.

Por quedar fuera de los alcances del presente trabajo, solo se describirán las unidades litoestratigráficas del Grupo Consuelo y sólo las tres primeras inferiores del Grupo Tecocoyunca, es decir sólo las de origen detrítico.

Por otro lado, es necesario indicar que, la secuencia estudiada palinológicamente abarca: desde la base la Formación Rosario, Conglomerado Cualac y Formación Zorrillo.

ESTRATIGRAFÍA

Paleozoico Inferior

Complejo Acatlán (Pia)

Ortega Gutiérrez (1978: p. 112) definió y nombró a esta unidad metamórfica como Complejo Acatlán, siendo su localidad-tipo las áreas aledañas a la población de Acatlán de Osorio (Plano 6), aunque Fries (1965) la consideró en el Km. 262 de la carretera internacional (in Ruiz-Castellano, 1969: p.17). Este autor le asigna un intervalo geocronológico entre los periodos Cámbrico y Devónico. Como ya se indicó, en el área que

corresponde al plano general en el presente estudio, solo se presenta un pequeño afloramiento en la parte suroeste (Plano 1). Sin embargo, hacia el noroeste, en el área de Mariscala-Amatitlán y hacia el Sur, en el área de Tlaxiaco, su distribución es más extensa (fuera del área de estudio).

El Complejo Acatlán incluye unidades metasedimentarias tales como pizarras, filitas, esquistos, gneisses y migmatitas; en tanto que las unidades metaigneas, están formadas por rocas verdes ofiolitas, metagranitos y milonitas.

Ruiz Castellanos (1969), quien estudio el área de Mariscala-Amatitlán (Plano 6) situada al noroeste de la del presente trabajo indicó: *“El tipo más común de roca por su abundancia, es un esquisto de cuarzo”*... *“...la composición de las rocas consideradas como metavolcánicas es riolítica con la presencia de cuarzo saturado”*. *“Además de las vetillas de cuarzo que existen a lo largo de toda la unidad, en ocasiones existen algunos lugares con concentraciones de cuarzo de mayores dimensiones que podrían ser objeto de explotación a pequeña escala. Un cuerpo de dimensiones especialmente grande se observó en la vecindad de la roca gnéisica en la porción central del límite poniente del área; este cuerpo llega a tener hasta 4 m de espesor y se extiende por varios metros hacia el Norte”* (Op cit).

Entonces, por su cercanía geográficamente con el área estudiada, por su alto contenido de cuarzo, así como por su edad más antigua, se puede concluir que el Complejo Acatlán fue la unidad litológica que aportó detrito de cuarzo, formador y constituyente de las unidades litoestratigráficas posteriores en el tiempo geológico y superiores en la columna litoestratigráfica de la región. *“...respecto a la Edad de estas rocas, se han hecho varias consideraciones, cuyo resultado final permite colocarlas dentro del Paleozoico Temprano. Salas (1949, p. 142) consideró que el metamorfismo ocurrió durante la revolución Apalachiana. Fríes y Rincón Orta (1965, p. 88-94) calcularon la Edad por el método de Rubidio-Estroncio a partir de un porfidoclasto de microclina en eugenesquisto. El resultado obtenido fue de 448 ± 175.5 millones de años. Sin embargo, consideraron que la Edad es baja. Posteriormente Schlaepfer, *in* Fries, Schlaepfer y Rincón Orta (1996), publicó otra Edad de la misma roca por el método Plomo-Alfa, resultando una Edad de 510 ± 60 millones de años, comprobando una Edad Paleozoica Temprana a Precámbrica Tardía”* (Castellanos R., 1969 p. 25).

Mesozoico

Unidad Diquiyú (TRs-Jid) Erben (1956 b: p. 13) se refirió a ella por primera vez al indicar: *“En el núcleo del Anticlinal de Diquiyú se trata de rocas ígneas no metamórficas y su edad queda algo problemática”*. Posteriormente otros autores han citado su presencia en otras áreas, tales como Cortés et al. (1957) y Ruiz Castellanos (1978); sin embargo, ellos no llegaron a una definición clara y formal de esta unidad litoestratigráfica (González Torres, 1989: p. 40).

La denominación de esta unidad litológica se ha considerado, hasta ahora, como informal (según Morán- Zenteno y González- Torres, 1988). Así mismo, se le ha caracterizado como *“...un cuerpo ígneo extrusivo, constituido por derrames andesíticos y ocasionalmente riolíticos. Entre estas coladas [derrames] se intercalan secuencias de tobos pseudoestratificadas en capas de espesores, en general, menores a 10 cm. González Torres, 1989 estudió con más detalle a esta unidad informal definiéndola como: “...un cuerpo volcánico de composición andesítica y, en ocasiones riolítica, constituido por derrames andesíticos-basálticos de color verde oscuro, gris y púrpura, de textura predominantemente afanítica, muy alterados y parcialmente metamorfizados, presentando, además, vesículas llenas de cuarzo y calcita secundarios”*.

También Torres Durán et al. (1990-1991), en su informe final de las exploraciones realizadas en el Proyecto “Carbón Mixteco” (Subcuenca San Juan Diquiyú), Estado de Oaxaca, definen a esta unidad como Rocas Ígneas Volcánicas, y comentan que: *“En el área estudiada esta secuencia, en la mayor parte de sus afloramientos está alterada de color verde y su composición es andesítica con probable alteración hidrotermal, debido a una acción intrusiva terciaria que se puede observar en el arroyo “El Rosario” [Rosario Nuevo]*.

Su extensión de afloramiento superficial se limita a la parte central del Anticlinorio de Diquiyú (Plano 1), (Erben, 1956). Se extiende formando una franja irregular alargada en dirección aproximadamente norte-sur, desde el sur inmediato a Rosario Nuevo hasta más o menos 15 kilómetros hacia el sur, ya en la región de El Consuelo (fuera del área del plano general).

Como una nueva aportación del presente trabajo, se observó en la incipiente barranca que está situada al este inmediato de Rosario Nuevo (Plano 2) un derrame de

andesita subyaciendo al Conglomerado Prieto (Erben, 1956, a, b). Por lo cual se infiere que, este afloramiento, pertenece a la Unidad Diquiyú.

En un recorrido exploratorio que el presente autor hizo desde San Juan Diquiyú hasta Rosario Nuevo (plano 2) observó lo siguiente: esta unidad, forma una serie de bajos lomeríos con un alto grado de erosión representado una superficie “monótona” muy semejante a la “llanura peneplaneada” de Lobek; sólo en los incipientes y estrechos cauces de los arroyos afloran, estrechamente, rocas masivas de color gris oscuro, azuladas, lustrosas de alta dureza (andesita?) dando el aspecto de una roca metamorfizada; en otros cauces afloran estas mismas rocas, donde presentan un crucero semejante al de las lutitas y, además, una intensa alteración con colores púrpura y verde. Es importante indicar que al menos en este recorrido, no se observó algún rasgo de estructura que exprese la presencia de derrames andesíticos o riolíticos.

González Torres (1989), quien exploró hacia el Sur de San Juan Diquiyú (fuera del área del plano general), observó que: *“La unidad Diquiyú está integrada, en forma general, por tres tipos litológicos: Los volcánicos de tipo intermedio (andesitas-basaltos), los riolíticos y los piroclásticos; en la mayor parte de los casos, las unidades se encuentran muy alteradas, quizá por hidrotermalismo asociado con un intrusivo dacítico, y se encuentran afectadas por un incipiente metamorfismo, aparentemente cataclástico”*. Este hidrotermalismo se observó también en la Barranca de Rosario Nuevo, afectando a los conglomerados Prieto y Cualac.

Por otro lado, Cortés et al. (1957) reportaron la presencia de afloramientos de basaltos metasomatizados, rocas serpentinizadas y basaltos muy alterados (in González Torres, 1989: p.41).

Se desconoce su relación con el Complejo Acatlán. La formación Rosario sobreyace discordante a la Unidad Diquiyú (Erben, 1956, a). También González Torres (1989), observó esta última relación en un afloramiento situado *“aproximadamente a 1 Km. al Sur de San Juan Diquiyú, en la parte en donde el camino presenta una curva importante; otro lugar es al NW de Linda vista del Progreso (1Km SE de San Juan Diquiyú) en donde se observa su relación estratigráfica con la Formación Rosario”*.

En la Barranca de Rosario Nuevo se observó un contacto por falla, entre el Conglomerado Prieto (parte superior de la Formación Rosario) sobre yaciendo a rocas

andesíticas; sin embargo, éstas últimas, según González Torres pertenecen a rocas terciarias de la Unidad Tma.

En el mismo arroyo citado, en el lugar denominado El Loro se observó que en un derrame andesítico hay un conjunto de clastos subredondeados color verde olivo que se presentan diseminados e incluidos en él; éstos no presentan aureolas de metamorfismo ni características de acreción, lo que hace suponer que, se trata de un derrame de lava de la Unidad Diquiyú que, al avanzar, fue incluyendo guijarros de andesita derivados de otras emisiones previas. Por lo tanto, se deduce que estas rocas no son terciarias, son partes de la Unidad Diquiyú.

Con respecto a su espesor, debido a que se trata de un cuerpo amorfo, no es posible delimitarlo; sin embargo, con sondeos verticales, más o menos se puede inferir su probable espesor. Así, con base en sondeos llevados a cabo por Cortés *et al.* (1957) (in González Torres 1989: p. 40), para una exploración carbonífera, el sondeo No. 10 registró el mayor espesor cortado para los cuerpos andesíticos, siendo de 62 m. Por lo que el espesor de esta unidad litoestratigráfica puede ser aún mayor aunque variable de un lugar a otro (Op cit.).

La estructura varía de masiva a pseudoestratificada, con un crucero muy semejante al de las lutitas. Ochotorena en 1981 (in González Torres, 1989: p. 42), citó secuencias rió líticas con estructura tipo fluidal. Por su parte González Torres indicó que: *“Algunas partes del cuerpo volcánico muestran, además, una estructura brechoide donde se observan incluso zonas de catáclasis en las que se desarrollan protomilonitas”*. Otra observación importante que hizo ese autor es *la presencia de intercalaciones en varios niveles de esta unidad con la Formación Rosario, lo cual puede explicarse con el depósito de la Formación Rosario en actividad volcánica sinsedimentaria (Op. Cit. p. 42). Es decir, que ambas pueden ser sincrónicas.*

Ya que se trata de un cuerpo ígneo extrusivo, su edad sólo puede obtenerse, ya sea a partir de una determinación radiométrica o por su posición estratigráfica relativa. Así, para Erben (1956 b) su edad quedó “algo problemática”. Este autor supuso que “...se trataba de rocas ígneas del Complejo Basal (?) ya que, encima de ellas, en discordancia angular, descansa la Formación Rosario, del Toarciano-Aaleniano. También se pensó en la posibilidad de que estas rocas podrían tratarse de una enorme intrusión post-jurásica (cenozoica?). En tal caso, sin embargo, su contacto con la Formación Rosario debería de

mostrar, por lo menos, algo de metamorfismo” (Erben, 1956 b). Esto último no ha sido observado en el presente trabajo, en los recorridos de campo. El razonamiento del Dr. Erben es correcto, por lo tanto, la edad de esta unidad informal debe ser más antigua o contemporánea a la de la Formación Rosario. Sin embargo, González Torres (1989) indicó que la Unidad Diquiyú se presenta intercalada con la Formación Rosario, lo cual puede expresar que ambas sean sincrónicas (Tabla 5).

Morán-Zenteno (1982) indicó que, por su relación estratigráfica con la Formación Rosario, la Unidad Diquiyú puede tener un rango geocronológico Mississípico a Toarciano. Por su parte González Torres (1989) considera más adecuado “*considerar su edad correspondiente al Triásico Tardío-Jurásico Temprano*” (Tabla 5). Este autor cita que: “*Grajales et al. (1985) efectuaron fechamientos radiométricos en rocas andesíticas de la región de Diquiyú, que aportaron edades comprendidas en el Jurásico Tardío que muy probablemente corresponden a un evento de recalentamiento, por lo que reconsideraron, para este magmatismo, una edad Triásica-Jurásica Temprana*” (González Torres 1989, p. 43.)

Torres Durán et al. (1990-1991) dicen al respecto: “*...estas rocas se consideran de una edad Triásica? por su relación estratigráfica que guardan con el Complejo Acatlán al cual sobreyacen y al Grupo Consuelo [que incluye a la Formación Rosario y al Conglomerado Cualac] al cual subyacen*” (Tabla 5). Torres y Murillo, en 1970 del Instituto Mexicano del Petróleo, dataron una muestra de dacita, tomada, supuestamente de la Unidad Diquiyú, por el método radiométrico Potasio-Argón, determinando una edad absoluta de 178 + o – 9 m.a, es decir, correspondería a los pisos Toarciano-Aaleniano (según Odin y W. J. Kennedy, 1982 y la clásica; in Cottillón, 1993),

Edades de la Unidad Diquiyú dilucidadas por seis autores.			
AUTOR	RELACIÓN ESTRATIGRÁFICA	EDADES CONSIDERADAS	EDAD DILUCIDADA UNIDAD DIQUIYU
Revén 1956	Discordancia angular entre Unidad Diquiyú y Formación Rosario.	Toarciano-Aaleniano. (Formación Rosario)	Pre-Toarciana-Aaleniana

Morán Zenteno 1982	Sobreyace al Complejo Acatlán y subyace a la Formación Rosario.	Devónico (Complejo Acatlán) Toarciano-Aaleaniano (Formación Rosario).	Mississípica-Jurásica Temprana.
Grajales et al 1985	Rocas andesíticas de la región de Diquiyú.	Edad radiométrica de un posible calentamiento Jurásica Tardía.	Triásica-Jurásica Temprana.
González Torres 1989	Intercalación entre la Unidad Diquiyú y la Formación Rosario.	Contemporáneas.	Toarciana-Aaleniana.
Torres y Murillo 1990	Muestra de dacita	Edad radiométrica 178 ± 9 millones de años.	Toarciana-Aaleniana
Torres Durán 1990-1991	Entre Complejo Acatlán y Formación Rosario.	Devónico (Complejo Acatlán), Toarciano-Aaleniano (Formación Rosario)	Triásica ?

Tabla 5

Sin embargo, por posición estratigráfica de las unidades subyacentes a la Formación Taberna datada con amonitas por Sandoval y Westermann (1980) como Bajociana Temprana Tardía-Bajociana Tardía Temprana tenemos que, para la Unidad Diquiyú le correspondería la edad Pre-Pliensbachiana. (Zorrillo=Bajociana Temprana Temprana; Cuarcítica Cualac=Aaleniana; Conglomerado Prieto=Toarciana; Formación Rosario=Pliensbaquiana).

Entonces, por lo que respecta al punto de vista de Erben (1956 a), por no haber visto rasgo alguno de metamorfismo en los sedimentos de la Formación Rosario, la Unidad Diquiyú es más antigua que la Formación Rosario. Esto concuerda con lo observado en el campo.

Veamos, en la tabla 5 se indican los autores que de una manera u otra han proporcionado una edad a la Unidad Diquiyú; sin embargo, casi todas ellas carecen de bases sólidas: Torres y Murillo (1990) por el método radiométrico de Potasio-Argón, dataron una dacita entre la Sinemuriense y la Pliensbaquiense, aunque no indican la proveniencia de dicha roca; Torres Durán no menciona las razones por las que proporciona una edad Triásica (?); la edad de Grajales y colaboradores es dudosa ya que, se basa en un factor que no puede ser comprobado; el rango geocronológico dado por Morán-Zenteno, basado en la posición estratigráfica de la Unidad Diquiyú entre el Complejo Acatlán y la Formación Rosario datada por Erben, es muy amplio, por lo cual cae en la vaguedad; Si la aseveración de González-Torres, es real, y si Erben consideró una edad toarciana a la formación Rosario sobreyacente a la Unidad diquiyú, entonces la edad de ésta debe ser pre-

toarciana; Erben es el único que basa su edad en datos fehacientes ya que, la determina con base en un conjunto de taxa de paleo vegetales encontrados en la columna litológica de la Formación Rosario (en el Arroyo El Consuelo) (columna 2), aunque no presentó el rango geocronológico de ellos; como la Unidad Diquiyú se encuentra subyaciendo a la Formación Rosario, esta Unidad Diquiyú es de Edad pre-Toarciana

Por lo tanto, en el presente trabajo, se considera la edad para la Unidad Diquiyú como pre-Toarciana. Con esta edad tentativa, la Unidad Diquiyú puede correlacionarse con los derrames andesíticos, datados por radiometría del Triásico-Jurásico Temprano que aflora en lo alto del Río Coatzacoalcos y Río Oaxaca y que subyacen a la Formación Todos Santos en la zona del Uzpanapa, Chiapas (Proyecto CAO-3517, Manuel Herrera y Pedro E. Villaseñor R., 1991: p. 36). Es importante indicar que en su facie arcillo-arenosa, la Formación Todos Santos fue datada por Marco A. Dueñas (1988) del Instituto Mexicano del Petróleo, basándose en el estudio de un conjunto de palinomorfos continentales y marinos, dando como resultado una Edad jurásica media.

A continuación solo se describirán las unidades litoestratigráficas sedimentarias que constituyen a los grupos Consuelo y al subgrupo Tecocoyunca Inferior (González-Torres, 1989). Antes de enumerar a las unidades litoestratigráficas de origen sedimentario que afloran en la región y que conforman la mayor parte de la secuencia, el presente autor desea exponer algunas consideraciones con el fin de hacer dos proposiciones: Erben (1956) indicó que la secuencia sedimentaria total está subdividida en dos intervalos estratigráficos: el inferior lo representa el Grupo Consuelo, constituido por las formaciones Rosario y el Conglomerado Cualac; el superior, el Grupo Tecocoyunca, constituido por las formaciones Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti.

El mismo autor indicó que en la Formación Rosario, se encuentran intervalos de estratos de un conglomerado volcánico con clastos de color verde olivo oscuro y que se encuentran sólo en la parte superior de dicha formación. No dio más detalles de este conglomerado volcánico que llamó Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a b). Ahora bien, con base en las observaciones de campo, el presente autor propone que el paquete sedimentario del Conglomerado Prieto predominante en la parte superior de la Formación Rosario, sea considerado como un ente lito estratigráfico, ya que, por sus características petrológicas y su geometría como cuerpo sedimentario, puede ser representado en un plano

geológico y a la escala convencional. Así, la Formación Rosario quedaría dividida en dos facies: la inferior denominada aquí como fina-carbonosa que representa el paquete basal sedimentario que incluye a los detritus finos, capas de carbón y material fino de origen volcánico (piroclásticos); la superior facie conglomerádica, que correspondería al Conglomerado Prieto (Erben 1956 a, b).

Con respecto a la inferior, el presente autor propone que se siga llamando Formación Rosario (Jiménez R., 2004) que corresponde a la facie fina-carbonosa; la superior, representada por el Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a, b), quedaría igual. De esta manera, estas dos formaciones, definidas en el presente trabajo, integrarían al Grupo Consuelo (Erben, 1956 b; enmend. Jiménez R., 2004) excluyendo al Conglomerado Cualac que Erben (1956 a, b) incluyó originalmente dentro del Grupo Consuelo y, que pasaría a formar parte del intervalo superior de la secuencia sedimentaria total, es decir, del Grupo Tecocoyunca. Las razones son las siguientes: el cambio lito estratigráfico entre el Conglomerado Prieto y el Conglomerado Cualac no siempre es transicional, como algunos autores lo hacen notar (Erben, 1956 y González Torres, 1989) y, además presenta diferencias petrológicas profundas, que nos llevan a pensar que ambos conglomerados se formaron a partir de eventos geológicos diferentes. Por esto Alencaster opinó que: *“... la inclusión de la Formación Rosario y el Conglomerado Cualac dentro del Grupo Consuelo (Erben, 1956, b, p. 18) no resulta natural. La formación Rosario contiene elementos volcánicos, lo cual indica una historia sedimentaria muy específica; el Conglomerado Cualac es muy diferente litológicamente, y es claramente transgresivo, no solamente encima de la Formación Rosario, con la cual en muchos lugares tiene relaciones discordantes, sino encima del Complejo Basal metamórfico. La Formación Rosario y el Conglomerado Cualac, en opinión de la autora, son más bien dos unidades naturales en lugar de una sola”* (Alencáster, 1963).

Así es, en efecto, el Conglomerado Prieto está constituido eminentemente por material volcánico, mientras que el Conglomerado Cualac por material cuarzoso. El primero es un conglomerado apropiadamente dicho, en cambio, el segundo, al menos en la región de Rosario Nuevo, donde el presente autor lo observó, no corresponde a un conglomerado, sino a una brecha, ya que sus componentes clásticos no están subredondeados sino angulosos y, cuando menos subangulosos no pudiéndose diferenciar

la mesóstasis de los clastos. Más adelante, en el subcapítulo de la definición de este conglomerado se analizará con más detalles esta enmienda.

Por todo lo anterior, el Conglomerado Prieto y el Cualac no tienen una petrogénesis común, ambos tienen orígenes en eventos geológicos diferentes; y como el Código de Nomenclatura Estratigráfica indica que: *“Un grupo está caracterizado por dos o más formaciones sucesivas, que están relacionadas por su litología o por sus posiciones con referencias a una discordancia (unconformities) (Código Estratigráfico, Artículo 9). Tales conjuntos son útiles para indicar relaciones entre las formaciones y, como unidades, pueden representarse en mapas de pequeña escala (como 1: 500,000). Por tanto, los grupos están definidos por las formaciones que los comprenden, y sus límites, necesariamente coinciden con los de las formaciones [superior e inferior]”*. (Stratigraphy and Sedimentation, Krumbein and Sloss, 1963). El subrayado es del autor.

Como conclusión, los conglomerados Prieto y Cualac, deben ser separados al no tener orígenes comunes. Por esta razón, el presente autor propone, entonces, que el Conglomerado Cualac pase a formar la parte basal del Grupo Tecocoyunca, con el que tiene una relación genética, quedando éste integrado, en sentido ascendente estratigráficamente, por las siguientes formaciones: Conglomerado Cualac, Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti.

Para sintetizar las unidades en los planos del presente trabajo, se seguirá la agrupación de González-Torres, aunque se les describirá por separado, quedando el Conglomerado Cualac fuera de estos subgrupos y en la base del Grupo Tecocoyunca (Erben 1956; enmend. Jiménez R., 2004). Así, una vez hechas las dos proposiciones, a continuación se enumeran las unidades litoestratigráficas que afloran en la región (Plano 2) en sentido ascendente:

Grupo Consuelo (Erben, 1956 a, b; enmend. Jiménez R., 2004)

Formación Rosario (o facie fina-carbonosa; enmend. Jiménez R., 2004).

Birkinbine (1911) cartografió por primera vez esta facie fina-carbonosa en las áreas de Tezoatlán y El Consuelo, denominándola “Lutitas Carboníferas Inferiores” (in González Torres, 1989: p. 45). Posteriormente Burckhardt (1930) la denominó “Capas Inferiores con Plantas”; Salas (1949) la identificó como “Sección Basal Clástica tanto a la facie fina-

carbonosa como a la conglomerádica. También Erben (1956 a, b) formalizó a las dos facies como Formación Rosario: Cortés Obregón et al. (1957) con fines geoeconómicos, llamaron a la facie fina-carbonosa “Formación Carbonífera Inferior”. En el presente trabajo se propone, como ya se indicó anteriormente, que el paquete sedimentario correspondiente a la Formación Rosario, definida por el Dr. Erben en 1956, sea dividida en dos formaciones: la inferior, facie fina-carbonosa, denominada Formación Rosario (Erben, 1956 a, b; enmend. Jiménez R., 2004) y la superior, facie conglomerádica, denominada Formación Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a, b; enmend. Jiménez R., 2004).

La distribución de afloramientos de la Formación Rosario (enmend. Jiménez R., 2004) prácticamente se restringe a las áreas de Tezoatlán y El Consuelo (in Alencáster, 1963, Lámina 10) (Plano 7-A); esta última localidad está situada hacia el sur, fuera del área estudiada.

Tanto Birkinbine (1911) como Erben (1956) consideraron que esta facie sedimentaria se prolonga hacia el Sur del área de Rosario Nuevo sobre la franja occidental del Anticlinorio de Diquiyú (Plano 7-A), llegando más allá del área de El Consuelo (in Alencáster, 1963, Lámina 10). Esta facie fina-carbonosa no aflora en la parte oriental del Anticlinorio de Diquiyú.

Hacia el norte del área de estudio, no se conoce la existencia de afloramientos de esta facie, sólo con base en datos obtenidos en algunos sondeos realizados por el Consejo de Recursos Minerales (Torres Durán et al., 1992) se conoce su existencia en el subsuelo, infrayaciendo al Conglomerado? Cualac. También mas hacia el norte, en el área de Ayuquila, Ortega Gutiérrez (1970) describe una secuencia litoestratigráfica muy semejante a las de las dos facies, así como a la del Conglomerado? Cualac; por lo cual, el presente autor considera que, en esa área, puede estar representada, en la parte inferior de la Formación Ayuquila, la facie fina-carbonosa.

En el área de El Consuelo, en la Barranca del mismo nombre Wieland y Bonillas (1914) describieron y midieron (columna 5) una sección que abarcó dos intervalos a los que denominaron: en la parte inferior “A.-Capas con Plantas” y en la parte superior “B.-Jurásico y Cretácico Marino Superpuesto”. Posteriormente Burckhardt (1939) también volvió a desarrollar otra columna litoestratigráfica en la misma barranca de El Consuelo “...a lo largo del arroyo de El Consuelo, desde el Campamento Viejo hacia el Oeste, hasta la cascada de

este arroyo” (*in Erben, 1956 a: p. 117*), “...*ligeramente simplificada, en cuanto al texto y a su traducción al castellano...*” (Erben, 1956 a). Erben trató a esta columna bioestratigráficamente colocando los conjuntos de paleo vegetales encontrados en los diferentes intervalos de la columna (columna 2) y a los cuales les determinó una edad. Por otro lado, aunque este mismo autor indicó que la localidad-tipo de su Formación Rosario que está al Occidente inmediato de la población del mismo nombre no la midió ni la describió litológicamente a detalle. Hasta 1989, González Torres en colaboración con Morán-Zenteno describieron y midieron la sección-tipo de Erben (Columna 3).

El presente autor, desarrolló otra sección litoestratigráfica, situada 1500 m. al Oeste de la localidad-tipo de Erben (columna 4). Para una posterior interpretación de los datos litoestratigráficos y de los parámetros ya indicados, a continuación se describirán las litologías de tres secuencias litoestratigráficas: columna 3, desarrollada por González Torres y Morán-Zenteno (1989); columna 4 desarrollada por el presente autor 1, situada a 1500 m. al oeste de la anterior sección y, hacía el sur, en el área de El Consuelo; columna 5, desarrollada por Wieland y Bonillas (1914). En el plano 7-A se indican las posiciones geográficas de éstas.

Con el fin de poder correlacionar a una escala regional, a las tres secuencias litoestratigráficas ya mencionadas, el presente autor, elaboró, con los datos presentados por los autores de dichas secuencias, una columna litoestratigráfica. Sin embargo, con respecto a la columna 3, aunque González Torres, con la colaboración de Morán-Zenteno no presentaron datos de los espesores de capas ni el número de ellas, el presente autor con base en sus agrupaciones petrológicas, interpretó su secuencia en un grado aproximado.

Como se observa en la columna 3, sólo se indican las agrupaciones petrológicas, citadas por González Torres (1989) con sus espesores generales (nominadas con números romanos I a la XIII). Se colocaron a la derecha de la columna a los elementos petrológicos más indicativos dados por dichos autores de interpretación sedimentaria.

También, como ya se indicó con anterioridad, el presente autor, apoyándose en el contenido de los elementos petrológicos, determinó los límites de tres unidades litoestratigráficas: la parte inferior de la columna, y con un espesor de 71.3 m., corresponde a la Formación Rosario (facie fina-carbonosa, enmend. Jiménez R., 2004). El límite superior de esta facie se sitúa en el nivel litoestratigráfico correspondiente a las limolitas

amarillas con un espesor de 1.0 m. (Unidad X, González Torres, 1989: p. 50). Continúa hacia arriba, con un espesor de 67.0 m. lo que corresponde a la facie conglomerádica (Jiménez R., 2004) cuyo límite superior es el intervalo de “lutitas con color amarillo”. El nivel lito estratigráfico corresponde a la unidad XII (González Torres, 1989) “Zona de constacto transicional con la unidad litoestratigráfica superior. Arriba, estratigráficamente, y con un espesor de 30.0 m. corresponde al Conglomerado ? Cualac (Erben, 1956 b).El espesor total de esta columna es de 168.3 m. La escala de esta columna es de 1:245.

La columna 4, elaborada por el presente autor, tiene un espesor total de 179.4 m. Su escala vertical, es de 1:200. Están indicadas las posiciones exactas de las estaciones, así como el nivel lito estratigráfico de donde se extrajeron muestras de sedimentos para un futuro estudio palinoestratigráfico. La escala de espesores de capas y estratos es aproximado; en cambio su granulometría (como en todas las columnas) está indicada por la escala horizontal de tamaños de grano. Esta columna también, como la 3, abarcó a las dos facies de la Formación Rosario (enmend. Jiménez R., 2004) y a la base del Conglomerado ? Cualac, indicándose el contacto erosivo entre la facie conglomerádica, en la parte inferior, y la base del Conglomerado ? Cualac en la parte superior. Esta columna está apoyada en una poligonal abierta, midiéndose con brújula y cinta métrica. No se llevó a cabo el estudio petrográfico de muestras, toda la interpretación se fundamenta sólo en la observación petrológica de las capas y estratos.

Columna 5. Los datos lito estratigráficos utilizados por el presente autor para elaborar la columna 5, fueron tomados en su totalidad, del trabajo de Wieland (1914) denominado LA FLORA LIÁSICA DE LA MIXTECA ALTA. Es oportuno indicar que Wieland, en una etapa preliminar, llevó a cabo la descripción litológica de la secuencia de El Consuelo, presentando medidas de algunos espesores y dando algunas relaciones bioestratigráficas de los paleo vegetales que encontró en las capas de dicha secuencia. Más adelante, se analizará esta columna, cuando se trate de la edad de la facie fina-carbonosa. Originalmente este autor, utilizó términos tales como “arcilla”, “gravas” y “pizarra”, cuya traducción hizo el presente autor como: lutita, conglomerado y lutita físil respectivamente. Se sabe que una pizarra es una lutita metamorfizada en bajo grado, aunque es posible que por su cruce, estos autores le hayan designado como pizarras.

Como ya lo hizo con anterioridad con la columna 3, el presente autor, con base en sus atributos lito estratigráficos, dividió a esta columna en varios subintervalos que corresponden a varias unidades litoestratigráficas que se encuentran incluidas en la secuencia total. En la base de la columna y con un espesor de 137.5 m. está representada la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, enmend. Jiménez R., 2004). Su límite superior se encuentra situado, aproximadamente, entre las estaciones 6 y 7, donde se encuentra la secuencia de 41 m. de espesor de “lutitas blandas con carbón”. El límite inferior no se indicó.

Hacia arriba, el siguiente intervalo lito estratigráfico, con un espesor de 344.1m. corresponde a la facie conglomerádica. A continuación se delimitó, una estrecha secuencia de 91m. y que, por sus atributos litológicos, el presente autor la identificó como perteneciente al Conglomerado ? Cualac. Siguiendo estratigráficamente hacia arriba y con base en sus atributos litológicos, el presente autor, lo identificó como correspondiente a la Formación Otatera (Erben, 1956 b) y, en forma tentativa, coloca su límite superior al final de la estación 47 (dada por ellos). Su espesor es de 216.5 m. Faltarían aquí las formaciones Zorrillo y Taberna.

Ambiente sedimentario.

Con el fin de definir la geometría y su comportamiento litológico en el sentido lateral, en la figura 4 se presentan las tres columnas litoestratigráficas 3, 4 y 5 constituidas con los elementos petrológicos más característicos o representativos de cada una, en el orden normal de depositación. Así, de esta manera, se observa, en primer lugar, que el espesor de la facie fina-carbonosa aumenta hacia el oeste y el suroeste; es decir, que la cuenca fue más profunda hacia estas direcciones. En segundo lugar, se observa en las columnas 4 y 5 un aumento de granulometría hacia arriba, variando ésta desde lutitas hasta areniscas gruesas; los ambientes anóxicos fueron muy intensos en sus partes inferiores, formándose nódulos ferruginosos en sus partes media inferior. En tercer lugar, y como rasgo petrológico notorio e importante, se observa claramente un cambio lateral en los atributos petrológicos de las tres columnas: la abundancia de la presencia de capas de carbón es mayor en la columna 4, donde se detectaron 8 capas. En la columna 5 sólo se

mencionaron dos lentes de carbón, en su parte inferior En la columna 3 sólo en su parte inferior se detectó un lente de carbón.

El conjunto de características ya mencionadas nos expresa que, en general, el paquete sedimentario carbonoso de esta formación se depositó en un ambiente anóxico con gran aporte de materia orgánica, predominando los sedimentos finos sobre los más gruesos. Esto podría corresponder con un ambiente de extensas planicies de inundación, con agua relativamente profunda, aumentando el tirante de agua hacia el suroeste (El Consuelo).

En el flanco sur del Cerro del Encinar de Castro, entre Rosario nuevo y Rancho Juárez (Plano 9), se puede observar que la facie fina-carbonosa se interdigita gradualmente, estratigráficamente hacia arriba con la facie conglomerádica. Este puede ser el límite de depósito entre las dos facies conglomerádicas y fina-carbonosa, es decir donde la energía de depósito disminuía notablemente; por esto hacia el suroeste, específicamente en el área de El Consuelo, (ver Plano 7-A), los flujos de conglomerado en la parte inferior de la columna aparecen solo esporádicamente. Hacia la parte oriental del Anticlinorio de Diquiyú solo aflora la facie conglomerádica a lo largo de una estrecha franja cuya amplitud varía desde 94 m hasta 300m aproximadamente (ver Planos 7-A y 9). La facie fina-carbonosa no aflora en esta parte. Erben, propuso para esta ausencia una de las dos siguientes razones: “Podría ser posible que el espesor reducido en este flanco se deba a causas paleogeográficas, pero también podría ser que se trate de una falla, situada entre la formación Rosario y el Complejo Basal [Unidad Diquiyú] por lo cual podría estar suprimida una parte de dicha formación, aflorando solamente la parte superior (facie conglomerádica). A criterio del presente autor, se piensa que la interdigitación observada en el flanco sur del Cerro Encinar de Castro fundamenta la opción de la causa paleogeográfica, para la ausencia de la facie fina-carbonosa hacia el oriente del anticlinorio.

Por las observaciones de campo, para el presente autor, es posible que se trate esta posibilidad ya que, en la ladera sur del Cerro del Encinar de Castro se observó cómo, los bancos de conglomerados de la facie conglomerádica, se prolongan hacia el oeste, hasta terminar como cuñas. Al mismo tiempo hacia abajo, estratigráficamente, los bancos de conglomerados se hacen escasos y se pasa gradualmente a la facie fina-carbonosa. Esto hace pensar al presente autor que la facie fina-carbonosa se acuña hacia el Este

desapareciendo ya en la parte oriental del Anticlinorio de Diquiyú, siendo ésta la razón primordial de su ausencia en este flanco.

Otro dato que nos fundamenta el cambio de facie hacia el oeste-suroeste es que, el presente autor observó, en la columna de Rancho Juárez un banco de conglomerado el cual presenta un porcentaje de guijarros, menor que el de los bancos de conglomerados que afloran hacia el Este en el fondo de la Barranca de Rosario Nuevo. Es decir, los flujos de conglomerado gradúan de ortoconglomerados en el oeste a paraconglomerados hacia el oeste. Por otro lado, y de la figura 4, podemos observar que los cambios laterales en los elementos petrológicos se suceden en la misma dirección.

Por otro lado, es notable la presencia de lutitas carbonosas y bituminosas, sobre todo en la parte basal. Pettijohn (1957) se refiere a ellas como “facies de lutitas negras”. Debido a que su característica principal es el carácter carbonoso en toda su secuencia, el presente autor denominó a este paquete sedimentario como facies fina-carbonosa. Por eso, a partir de la descripción que hace Pettijohn (1957) sobre ellas, se puede dilucidar algunas características ambientales que nos ayude a interpretar su ambiente de depósito:

“ Tales lutitas, se presentan estrechamente laminadas y negras. Tienen un alto contenido de carbón (5% o más), y contienen abundante sulfuro de hierro (pirita)...”, “...claramente las lutitas negras están asociadas a un ambiente altamente reductor”. “Estrechamente asociados con algunas lutitas negras son otros sedimentos reducidos, tales como sulfuro de hierro sedimentario o siderita. También están asociadas con fosforitas y capas de pedernal. Tales concentraciones de hierro, fósforo, sílice y materia orgánica, es posible sólo en cuencas estables (starved), las cuales han sido definidas como una cuenca que ha reducido un mínimo de material clástico, debido a la distancia de la roca fuente o por intervenciones intermedias, obstáculos estructurales o cuencas en las cuales los sedimentos fueron atrapados (trapped), o debido a la existencia de una gran profundidad en las cuales la acción de olas o corrientes fue nula para acarrear detritos mas allá del margen de la cuenca.

Lo que describe Pettijohn, en cierta manera sucedió en la cuenca donde se depositó la facies fina-carbonosa, aunque las lutitas carbonosas, aquí no están asociadas con todos los minerales que este autor cita, como son las fosforitas y las capas de pedernal, ya que la facies fina-carbonosa no se depositó en un ambiente marino franco, sino en uno continental,

con cierto influjo marino (brazo de mar muy estrecho?). Esto último lo fundamenta, lo siguiente:

De algunas muestras tomadas de este intervalo, al observarlas bajo el microscopio, se detectó la presencia de unos elementos esféricos microscópicos (llamados en el presente trabajo como *incertae sedis* A-H), de origen marino (Rueda-Gaxiola, 1994, los encontró también en la Cuenca Huayacocotla-El Alamar, en rocas del Jurásico Temprano, incluidos en quistes de dinoflagelados, comunicación personal).

Por otro lado, el presente autor, al recorrer la sección tipo de Erben para esta formación, observó, aproximadamente en su parte superior: capa de carbón con nódulos negros, en una matriz calcárea, (ferveció con HCl) los nódulos negros corresponden a fragmentos de carbón redondeados como resultado de un retrabajamiento. Esto nos indica una regresión de la línea de costa en la cual las capas de carbón quedaban expuestas a la erosión mecánica y a su posterior rodamiento. Entonces, hay pruebas fehacientes para aseverar que la facie fina-carbonosa se depositó en un ambiente de enormes planicies de inundación con esporádicas incursiones de flujos marinos.

Como ya se indicó, la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, enmend. Jiménez R., 2004) está constituida casi en su totalidad por detritos finos carbonosos y capas de carbón. Presenta una notable variación del tamaño del grano, aumentando éste verticalmente hacia arriba. Desde capas de carbón, limolitas, lutitas, areniscas finas y gruesas hasta conglomerados, siendo estos últimos muy escasos. En Rancho Juárez y Rosario Nuevo se presentan, a través de la secuencia, intercalados, esporádicamente, en espesores delgados (40 cm.) estratos de conglomerados, los cuales, más hacia arriba estratigráficamente se van presentando cada vez en intervalos más cortos, hasta que, en la facie conglomerádica éstos se vuelven predominantes. La energía de transporte y de depósito de los sedimentos que constituyen las columnas de Rosario Nuevo, Rancho Juárez y El Consuelo, fue aumentando progresivamente hacia arriba. En las columnas de Rosario Nuevo y de Rancho Juárez, la presencia esporádica de estratos de conglomerado nos indica niveles estratigráficos, depositados en una etapa de paroxismo energético, es decir, que en estos niveles, se sucedieron fuertes movimientos verticales de levantamiento tectónico.

La secuencia se caracteriza también por su estratificación de media a delgada, generalmente son capas, predominando en la parte inferior un alto contenido de nódulos

ferruginosos de color pardo a rojizo, las intercalaciones de capas de carbón son usuales. Y en la localidad-tipo de Erben, se observó capas de esferas de carbón incluidas en una matriz calcárea. Es importante mencionar que, a media distancia entre las secciones de las columnas 3 y 4, y sobre el margen sur del Arroyo de Rosario, situadas en el centro del Anticlinorio de Diquiyú, aflora una secuencia de capas de lutitas bituminosas, que, según el autor, representan los sedimentos basales de la secuencia sedimentaria del Grupo Consuelo. Hasta el presente trabajo, en la facie fina-carbonosa no se han encontrado fósiles de animales marinos ni continentales. La ausencia de estos fósiles, nos expresa dos condiciones paleo ecológicas: ausencia de paleo organismos en el medio de depósito, debido al ambiente anóxico en que se depositó esta unidad litológica; y ausencia de paleo organismos terrestres conservados para depositarse en la cuenca de depósito. Sin embargo, como un rasgo notable, esta facie fina-carbonosa se caracteriza, por contener en la mayoría de sus planos de estratificación impresiones de paleo vegetales. Debido a esto, Wieland (1914) indicó: “En conclusión, esta región es una de las más notables en el mundo para la colección de las plantas jurasicas”. La gran abundancia de estas impresiones, nos indica que el área de depósito debió de representar un lugar de una paleo vegetación exuberante, que rodeaba al cuerpo acuoso (paleobahía?). Más adelante se analizará el material paleovegetal que Wieland y otros paleobotánicos estudiaron. Quiero aquí, referirme un poco al tema central del presente trabajo: Como ya se indicó al principio de este trabajo, que el polen y las esporas (polen esporas) representan los elementos reproductores de las plantas tanto actuales como del pasado geológico. Entonces, como hay una relación íntima entre los paleo vegetales y polen esporas fósiles, y como los primeros son muy abundantes en la facie fina-carbonosa, obviamente es de suponerse que los polen esporas también lo deben ser. Pues bien, por esa razón, aunque la columna palinoestratigráfica desarrollada en la Barranca de Rosario Nuevo no se inició en la facie fina-carbonosa, se tomaron algunas muestras en las lutitas carbonosas de la secuencia de la columna 4, se procesaron y se observaron al microscopio de una manera informal. De esta observación se pudo detectar la presencia, en la facie fina-carbonosa, de esporas y otro tipo de microfósiles, estos últimos son característicos de medios marinos

La presencia de los elementos petrológicos observados en la secuencia de la localidad tipo de Erben originados bajo una influencia marina concuerda con el tipo de

microfósil observado en las láminas palinológicas de las muestras colectadas en la facie fina-carbonosa incertae sedis A-H. Es decir, que la facie fina-carbonosa no es eminentemente continental, tuvo, a través de su secuencia de depósito, algunas intervenciones marinas. Como veremos más adelante, cuando se describa a la facie conglomerádica y al Conglomerado Cualac que la presencia de este microfósil se prolonga hasta esas unidades.

El presente autor no observó las relaciones estratigráficas entre la facie fina-carbonosa y la unidad subyacente “Unidad Diquiyú”. Sin embargo, González -Torres (1989, p. 51) aseveró que: “el contacto inferior de la Formación Rosario, (sensu Erben, 1956) corresponde a una discordancia con la “Unidad Diquiyú”, no se observa relación alguna con el Complejo Acatlán...” Y como la parte inferior de la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) corresponde, según el presente autor, a la facie fina-carbonosa, entonces, ésta guarda una relación estratigráfica, correspondiente a una discordancia con la Unidad subyacente Diquiyú. Es decir que esta facie, inició su depósito sobre la superficie de dicha Unidad ya erosionada o en su proceso de erupción. Con respecto a las relaciones estratigráficas de la facie fina-carbonosa en su parte superior, debido a su carácter sedimentario, y a las condiciones cambiantes de depósito, su contacto con la facie superior (o lateral) conglomerádica, es gradual y continuo (figura 5). Se ha supuesto, en el presente trabajo que la facie fina-carbonosa se acuña gradualmente en la dirección noreste y en la zona aledaña a la población de Rosario Nuevo.

En sentido inverso, hacia el oeste-suroeste, el espesor de esta facie aumenta en los alrededores de El Consuelo. En esta parte, no se conocen sus relaciones estratigráficas laterales, sólo se sabe que, más hacia el Sur, en las áreas de Mixtepec y Tlaxiaco, no se ha observado la presencia de esta facie (Carrasco R., 1981). Con respecto a las relaciones estratigráficas laterales de la facie fina-carbonosa, es necesario mencionar, las observaciones hechas por Erben en donde indica que, entre los cerros Lucero y Yacsé se encuentra por falla inversa, en contacto directo las formaciones Otatera y la Rosario (Grupo Consuelo, enmed., Jiménez R., 2004); y al extremo sur del Yacsé, a la Formación Simón en contacto con la Rosario (Grupo Consuelo, enmend. Jiménez R., 2004). Aunque Erben no mencionó cual intervalo, si el inferior o superior de la misma formación o Grupo, es el que está en contacto. El presente autor, por sus observaciones de campo, deduce que debe de

tratarse de la facie fina-carbonosa. En estos cerros, la facie conglomerádica está en las partes topográficas más elevadas y aisladas.

También debe mencionarse que en una localidad situada más al norte del cerro del Lucero (Localidad J-2 y A-1) (Plano 5), el presente autor observó otro contacto anormal entre la Formación Taberna y la facie fina-carbonosa (posiblemente recumbencia).

Edad: Existen numerosos trabajos de investigación paleontológica que se han llevado a cabo en la Región Mixteca Alta, situada en el sector Noreste del Estado de Oaxaca. Algunos se han basado en estudios de invertebrados y otros en el análisis paleobotánico de restos e impresiones.

Los estudios sobre invertebrados se han efectuado en las unidades litoestratigráficas del intervalo superior del Grupo Tecocoyunca, en la secuencia estratigráfica regional, la cual está constituida por rocas de origen sedimentario, tanto de ambiente mixto como marino, dominando éste último (en sentido estratigráfico ascendente, formaciones Conglomerado? Cualac, Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucunuti). Particularmente, en este sentido, la Formación Taberna, de ambiente mixto, ha dotado la mayor parte del material paleontológico estudiado (Félix y Lenk, 1999; Burkhardt, 1927; Erben 1956; Alencáster, 1963; Avecilla, 1973; Westermann, 1985; Sandoval y Westerman, 1987).

La parte inferior de la misma secuencia, Grupo Consuelo (enmend. Jiménez R., 2004) (formaciones Rosario o facie fina-carbonosa y Conglomerado Prieto o facie conglomerádica enmend. Jiménez R., 2004), considerada, hasta antes del presente trabajo como de origen continental, adolece de la presencia de invertebrados; al menos hasta el presente trabajo no se han encontrado, aunque es posible que con un recorrido, acucioso de campo, se puedan encontrar. En cambio en numerosos niveles estratigráficos de este Grupo, se presentan capas de lutitas y limolitas carbonosas que presentan un abundante contenido de restos e impresiones de tallos, fructificaciones y frondas de helechos y de otros paleo vegetales (Wieland y Bonillas 1914-1916; Erben, 1956; Silva-Pineda, 1970, 1978 y 1984; Person y Delevoryas, 1982).

Entonces, debido a la ausencia de otros tipos de fósiles, el único recurso paleontológico que se tuvo, antes del presente trabajo, para obtener un rango geocronológico de este intervalo estratigráfico inferior fue el estudio paleobotánico, efectuado por numerosos investigadores, en rocas sedimentarias del área Tezoatlán – El

Consuelo (Plano 7-A). Unos han estudiado originalmente el material paleobotánico extraído de estas secuencias sedimentarias; otros sólo han revisado, recopilado o actualizado estudios ya realizados. Estos son algunos de ellos: Fontaine (1889) y White (1913) (in Silva-Pineda, 1984), Wieland (1914-1916), Burckhardt (1927), Maldonado-Koerdell (1950), Erben, (1956), Delevoryas y Gould (1973), Person (1976), Silva-Pineda (1970, 1978 y 1984), Person y Delevoryas (1982). De estos trabajos sólo se tuvo acceso a los siguientes: Wieland (1914-1916), Maldonado-Koerdell (1950), Erben (1956 a), Silva-Pineda (1961, 1970, 1984 y 1988) y Person y Delevoryas (1982). A parte también se tuvo acceso a trabajos desarrollados en otras regiones fuera del País: Daugherty H. Lyman (1941) (Triásico Superior de Arizona), John M. Anderson y Heidi M. Anderson (1972) (Paleoflora del Sur de África). Con excepción de Maldonado-Koerdell (1950), todos los demás estudiaron originalmente conjuntos de paleo vegetales extraídos de las secuencias sedimentarias de dicha región. Posiblemente, (ya que la mayoría de ellos no presentaron su columna estratigráfica de referencia) los estudios paleobotánicos de éstos, coinciden en el intervalo lito estratigráfico correspondiente supuestamente a la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) equivalente en el presente trabajo al Grupo Consuelo (enmend. Jiménez R., 2004) el cual incluye a las formaciones Rosario (enmend. Jiménez R., 2004) o facie fina-carbonosa y Conglomerado Prieto (enmend. Jiménez R., 2004) o facie conglomerádica; aunque Silva-Pineda (1988) también abarcó otra unidad litoestratigráfica superior, el Conglomerado ? Cualac.

En cuanto a los alcances geocronológico de los taxa determinados por Wieland (1914-1916), Erben (1956 a,) Silva-Pineda (1961, 1970 y 1984) y Person Delevoryas (1982).El primero identificó 62 taxa, de los cuales, sólo a 33 por comparación con otros afines, les confirió su alcance geocronológico. Erben (1956 a,) a los taxa de paleo vegetales identificados les da, por grupos, una posición estratigráfica y una edad. La columna litoestratigráfica utilizada por este autor, fue descrita y medida con anterioridad por Burckhardt (1930) (in Erben, 1956 a: p. 117) (Columna 2), sin presentar los alcances geocronológicos de los taxa identificados por él.

Silva-Pineda (1970) sólo identificó los taxa a nivel genérico sin presentar sus alcances geocronológicos y, además no presentó columna bioestratigráfica. Person y Delevoryas (1982), además de hacer una revisión taxonómica del material original de

Wieland, analizaron nuevo material colectado de localidades geológicas dispersas en el área de Tezoatlán. Algunas de estas localidades son, en realidad, las ya definidas por Erben (1956) para las formaciones Rosario (sensu Erben, 1956 a, b), Zorrillo y Taberna, definidas por Erben. No presentan columna bioestratigráfica ni los alcances geocronológicos de los taxa identificados. Sólo relacionan la (paleo) flora de Oaxaca con otras dispersas en varios lugares del Planeta.

Silva-Pineda (1984) hace una nueva revisión taxonómica del material colectado y estudiado por Wieland (1914-1916), haciendo algunos cambios taxonómicos, sin presentar sus alcances geocronológicos, ni los relaciona con su columna litoestratigráfica.

Veamos, ahora, cómo estos autores obtuvieron las edades: Wieland (1914-1916). Este autor estudió cinco localidades situadas dentro del área: Tezoatlán-Tlaxiaco (Planos 7 y 7-A):

Dicho autor sólo presenta la secuencia litoestratigráfica que aflora a lo largo de la Barranca de El Consuelo, donde se indica la posición de la mayoría de sus taxa, extraídos en esa secuencia (columna 5). Los elementos paleobotánicos extraídos sólo abarcan el intervalo lito estratigráfico correspondiente al Grupo Consuelo (enmend. Jiménez R., 2004), es decir, a las facies fina-carbonosa y conglomerádica (nominadas y definidas por el presente autor). A continuación se transcribe el nombre de los taxa a los cuales Wieland les indicó un alcance cronoestratigráfico:

Taxón (El Consuelo, Mixteca Alta, Oaxaca)	Formas afines y sus alcances cronos estratigráficos.
<u>Ptilophyllum acutifolium</u> cf. var. <u>maximum</u>	<u>Ptilophyllum acutifolium</u> Morris, cf. <u>maximum</u> Feistmantel. Gondwana Superior de India (JURASICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR)
1) <u>Ptilophyllum acutifolium</u>	<u>Ptilophyllum (Williamsonia) pecten.</u> Oolítico Inferior europeo (LIASICO).
2) <u>Ptilophyllum acutifolium minor</u>	<u>Ptilophyllum acutifolium</u> Morris. JURASICO europeo y de India.
3) <u>Otozamites obtusus</u> var. <u>oaxacensis</u> et. <u>liassica</u>	<u>Otozamites obtusus</u> RHETICO y LIASICO de Europa.
4) <u>Otozamites molinianus</u>	<u>Otozamites obtusus</u> var. <u>oolítica.</u> LIASICO.

5) <u>Otozamites molinianus</u> n., var. <u>oaxacensis</u>	LIASICO italiano y de Bornholm. Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra.
6) <u>Otozamites cardiopteroides</u>	LIASICO europeo, India y de Bornholm. JURASICO de Yorkshire, Inglaterra.
7) <u>Otozamites reglei</u>	<u>Otozamites reglei</u> (Brongniart) Saporta. LIASICO europeo.
8) <u>Otozamites</u> n. var. <u>lucerensis</u> .	<u>Otozamites hislopi</u> LIASICO de Bornholm y del Grupo Jabalpur, área central de India.
9) <u>Otozamites</u> (Otopteris)	<u>Otozamites pterophylloides</u> LIASICO europeo y de Bornholm Alemania meridional.
10) <u>Zamites</u> cf. <u>confusus</u>	TRIASICO de Honduras. LIASICO de Francia.
11) <u>Pterozamites</u> (<u>Pterophyllum</u>)	<u>Pterozamites (Pterophyllum)</u> <u>angustifolia</u> . LIASICO de Sudáfrica.
12) <u>Pterophyllum</u> cf. <u>contiguum</u>	<u>Pterophyllum contiguum</u> RHETICO europeo.
13) <u>Pterophyllum münsteri</u>	<u>Pterophyllum münsteri</u> RHETICO-LIASICO europeo.
14) <u>Otozamites</u> (<u>Williamsonia</u>) <u>oaxacensis</u>	Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra.
15) <u>Anomozamites</u> <u>lindleyanus</u>	<u>Anomozamites lindleyanus</u> LIASICO europeo.
16) <u>Williamsonia mexicana</u>	<u>Williamsonia whitbyensis</u> Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra.
17) <u>Williamsonia nathorstii</u>	<u>Williamsonia bucklandi</u> Oolítico Inferior (LIASICO) de Dorsetshire, Inglaterra.
18) <u>Williamsonia quetzacoatl</u>	Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra. Gondwana Superior (JURASICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR) de India.
19) <u>Williamsonia ipalmemoani</u>	<u>Williamsonia pecten</u> Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra.
20) <u>Williamsonia centeotl</u>	<u>Williamsonia lignieri</u> Oolítico Inferior (LIASICO) de Yorkshire, Inglaterra.
21) <u>Williamsonia (tallos)</u>	<u>Williamsonia (tallos)</u> Gondwana Superior (JURASICO SUPERIOR- CRETÁCICO INFERIOR) parte central de India.

22) <u>Cycadolepis mexicana</u>	<u>Cycadolepis pilosa</u> JURASICO de Gondwana, África.
23) <u>Noeggerathiopsis hislopi</u>	<u>Neoggerathiopsis hislopi</u> TRIASICO de India y Sudamérica.
24) <u>Yuccites oaxacensis</u>	JURASICO italiano.
25) <u>Phoenicopsis (sp)</u>	PERMICO.
26) <u>Stangerites oaxacensis</u>	<u>Stangerites mcCleklandi</u> LIASICO europeo. Gondwana Superior (JURASICO SUPERIOR- CRETÁCICO INFERIOR) parte central de India.
27) <u>Equisetites (Calamites) gümbeli.</u>	<u>Equisetites gümbeli</u> TRIASICO SUPERIOR de Franconia.
28) <u>Taeniopteris (Zeilleri) tonkinensis.</u>	<u>Taeniopteris zeilleri</u> RHETICO de Tonkin.
29) <u>Glossopteris (?) mexicana</u>	<u>Glossopteris browniana</u> PERMICO-TRIASICO de India.
30) <u>Sagenopteris rhoifolia</u>	<u>Sagenopteris rhoifolia</u> RHETICO europeo.
31) <u>Alethopteris mexicana</u>	<u>Alethopteris rhetica</u> RHETICO.
32) <u>Dicksonia (Sphenopteris)</u> cf. <u>bindrabunensis</u>	(<u>Bindrabunensis</u>) LIASICO el Tajmahall Hill de India.

Estos taxa son los que representan, según Wieland, afinidades taxonómicas con otras regiones, así como sus alcances cronoestratigráficos. En realidad este autor presentó, en su totalidad un conjunto paleobotánico constituido por 62 taxa. Así, con estos alcances cronoestratigráficos, el presente autor, elaboró una tabla de rangos geocronológicos (Tabla 3).

Con los alcances geocronológicos más cortos, correspondientes a cinco taxa: Pterophyllum cf. P. contiguum, Taeniopteris (Zeilleri) tonkinensis, Sagenopteris rhoifolia, Alethopteris mexicana y Equisetites (Calamites) gümbeli (Tabla 3), el rango concurrente resultante queda comprendido en la Edad rhética. Sin embargo, y como de los 32 taxa presentados en la tabla 3, 16 tienen un rango geocronológico limitado a la Época Liásica, el rango concurrente total de este conjunto de taxa, puede quedar representado por las edades Rhéticas y Liásica. Hay que mencionar que, en este conjunto de taxa, se presentan dos cuyos alcances geocronológicos, según Wieland, se inician en el Jurásico Tardío y se prolongan hasta el Cretácico Temprano: Ptilophyllum acutifolium cf. var. maximum y Williamsonia (tallos).

Al primero, Person y Delevoryas (1982) lo reportan haberlo encontrado, tanto en la Formación Rosario, como en la zorrillo, en la localidad del Arroyo de Santa Cantarina; es decir que, su presencia geocronológica puede abarcar, posiblemente, desde el Rhético y prolongarse a través de todo el Jurásico, hasta el Cretácico Temprano.

El segundo, Williamsonia (tallos), aunque Wieland lo reportó, no indica su posición estratigráfica en su columna. Sin embargo, posteriormente, Silva-Pineda (1984) indica su posición en el intervalo 16 de la columna de Wieland y Bonillas (columna 5), el cual se encuentra incluido en la Formación Conglomerado Prieto, parte superior del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004). Es decir, entonces, que su alcance geocronológico puede iniciarse en el Rhético, pasando por el Liásico y jurásico Medio.

Por tanto, prácticamente, estos dos taxa no están fuera del contexto general de rangos Rhético-Liásico. También se observa, en la tabla 3 un “contacto” abrupto, entre los taxa con alcances geocronológicos que, iniciándose desde el Pérmico o Triásico, inclusive en el Rhetiense, termina su presencia en el límite entre los Períodos Triásico Tardío y Jurásico Temprano, y los que inician en este mismo límite. Por esto, es posible que el conjunto paleobotánico estudiado por Wieland (1914-1916) se encuentre cronoestratigráficamente entre los Pisos Rhético y Hettangiano. Esto es importante ya que este límite puede estar relacionado con el cambio litológico notorio existente entre la Formación Rosario (sensu Jiménez R., 2004) o facie fina-carbonosa y el Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a, b) o facie conglomerádica.

Así, para corroborar esta aseveración, el presente autor, elaboró una tabla de alcances estratigráficos dentro del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004) (Tabla 9), tomando como base la secuencia litoestratigráfica medida y descrita por Wieland y Bonillas (1914). En ésta sólo se indica la secuencia presentando el número secuencial de cada intervalo lito estratigráfico, así como sus espesores; todo esto dado por estos autores. También se presenta la nueva agrupación, formaciones y facies, nominadas, definidas y propuestas en el presente trabajo.

El objetivo de esta tabla es mostrar las relaciones bioestratigráficas de los elementos paleobotánicos a través de la secuencia litoestratigráfica correspondiente al Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004). Así, una de las primeras relaciones es que, de los 38

taxa sólo tres son comunes a las dos facies (números 5, 6 y 7: 5).Cycadospermum oaxacensis; 6). Mexiglosa sp.; 7).Rhabdocarpus (?) grandis.

De éstas, sólo Mexiglosa fue encontrada por Person y Delevoryas (1982) en la Formación Zorrillo, de la parte inferior del Grupo Tecocoyunca. A las dos restantes, estos autores no las consideraron, debido a que el material de Wieland, según dichos autores, tuvo una “pobre preservación”. Por lo tanto, estos dos taxa se consideran originalmente como los determinó Wieland.

Hay cuatro taxa que sólo están contenidos en las lutitas carbonosas pertenecientes a la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, enmend. Jiménez R., 2004): Andriania sp.=Lacopteris=Phlebopteris; Andriania aff. A barathina; Alethopteris mexicana; Williamsonia nathorstii.

Los 30 taxa restantes presentan una posición estratigráfica fuera de la facie fina-carbonosa, sólo aparecen en la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto. Sin embargo, 15 están restringidos a este último intervalo lito estratigráfico y, los 15 restantes fueron encontrados por Person y Delevoryas (1982) en la Formación Zorrillo. A continuación se presentan los dos grupos:

Formación Conglomerado Prieto:

- 8) Otozamites mandelslohi.
- 10) Trigonocarpus oaxacensis.
- 16) Ptilophyllum (Williamsonia) pecten.
- 17) Williamsonia pecten.
- 18) Phoenicopsis sp.
- 20) Macrotaeniopteris cf. M. danaeoides.
- 21) Macrotaneiopteris tonkinensis.
- 25) Otozamites cardiopteroides.
- 26) Williamsonia cuauhtemoci.
- 30) Dicksonia bindrabunensis.
- 31) Wetrichia mexicana.
- 33) Ptilophyllum acutifolium minor.
- 34) Williamsonia ipalnemoani.

- 36) Williamsonia tecatzoncatl.
- 37) Williamsonia tlazoteotl.

Sin embargo, en este grupo de taxa, Ptilophyllum acutifolium fue identificado por Silva-Pineda (1988) en el Conglomerado ? Cualac, aflorante en el área de Cualac, al Noreste del Estado de Guerrero; Peterson y Delevoryas también lo identificaron en las formaciones Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) y Zorrillo, en e, Arroyo de Santa Catarina, en el área de Tezoatlán, aunque esta última aseveración queda dudosa para el presente autor ya que no hay control bioestratigráfico. Por lo tanto, este taxón deja de ser característico para la Formación Conglomerado Prieto. Los taxa que también e encuentran en las formaciones son:

- 11) Otozamites hespera.
- 12) Noeggerathiopsis hislopi.
- 13) Otozamites molinianus.
- 14) Otozamites tribulosus.
- 15) Otozamites (Williamsonia) juarezii.
- 19) Taeniopteris oaxacensis.
- 22) Yuccites schimperianus.
- 23) Yuccites oaxacensis.
- 24) Otozamites (williamsonia) aguilerai.
- 27) Zamites oaxacensis = Otozamites reglei.
- 28) Cycadolepis mexicana.
- 29) Coniopteris cf. C. arguta.
- 35) Otozamites molinianus var. oaxacensis.
- 38) Williamsonia huitzilopochtli.
- 32) Ptilophyllum acutifolium.

Nótese que el género Otozamites sólo se encuentra arriba de la línea de separación entre las dos facies litológicas. Esto es significativo ya que éste puede ser utilizado como fósil índice de correlación. También se puede hacer lo mismo con las dos especies: Otozamites mandelslohi y Otozamites cardiopteroides, ya que ambas están restringidas a la facie

conglomerádica. También hay que indicar que, Otozamites hespera fue identificado por Silva-Pineda en el Conglomerado ? Cualac y Person y Delevoryas (1982) también lo identificaron en las formaciones Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) y en la Zorrillo en el Arroyo del Carrizo, área de Rosario Nuevo (Plano 2); aunque, como ya se mencionó antes, es dudosa la proveniencia de la Formación Rosario, ya que este Arroyo sólo corta al Conglomerado Prieto y al Conglomerado ? Cualac en su “cabecera”.

A pesar de esto, es posible que esta diferenciación bioestratigráfica esté expresada por el cambio litológico entre las facies fina-carbonosa y conglomerádica (Tabla 9). Por otro lado, es notoria la abundancia de taxa que están concentrados en el intervalo lito estratigráfico número 16, el cual corresponde, aproximadamente, a la parte media de la Formación Conglomerado Prieto; intervalo caracterizado por: lutitas, areniscas con poco cuarzo, lutitas con concreciones y areniscas. Ahora, con respecto a la facie fina-carbonosa: con excepción de Cycadosperrun oaxacensis, Mexiglosa sp. y Rhabdocarpus (?) grandis, cuyos alcances estratigráficos se inician en el intervalo 6 y se prolongan interrumpidamente hasta el intervalo lito estratigráfico número 20; mientras que, la presencia de Andriana=Laccopteris=Phlebopteris, Andriana aff. A. bararathina, Alethopteris oaxacensis y williamsonia nathorstii se reduce al intervalo lito estratigráfico número 6 y 3 los cuales pertenecen a la facie fina carbonosa. El número 6 constituye el límite superior de la Formación Rosario (sensu Jiménez R., 2004). En el intervalo lito estratigráfico número 3 situado en la parte inferior de esta formación sólo se presenta Andriana sp.=Laccopteris=Phlebopteris (Silva-Pineda, 1984).

Con base en lo anterior, se observa que el nivel lito estratigráfico entre los intervalos 6 y 7 constituye un nivel de cambio bioestratigráfico bien definido en la presencia de la paleoflora; es decir, entre las facies fina-carbonosa y conglomerádica hubo un cambio brusco paleo florístico. Esto es congruente con el cambio transicional granulométrico entre los sedimentos finos carbonosos y los conglomerádicos. Aunque ya se mencionó en un subcapítulo anterior sobre los atributos petrológicos que caracterizan a cada una de las facies mencionadas, es necesario volverlos a mencionar, pero ahora, orientados hacia su relación posible con el material vegetal que contiene: La facie fina-carbonosa (Jiménez R., 2004) como su nombre lo expresa, está constituida predominantemente por detritos finos que varían desde areniscas de grano medio, hasta limotitas y lutitas apizarradas. Y es, en

esta facie donde se depositaron, en varios niveles estratigráficos un abundante material paleo vegetal, dando lugar a capas explotables de carbón.

Lo anterior significa que, el depósito de estos sedimentos se llevó a cabo en un medio pantanoso o parálisis o de extensas llanuras de inundación, con un gran aporte de materia orgánica; en un medio estable tectónicamente donde sólo se depositaron detritos finos. En este medio aparecen Andriania sp.=Laccopteris=Phlebopteris; Andriania aff. A. barathina; Alethopteris oaxacensis y Williamsonia nathorstii. Cycadospermun oaxacensis, Mexiglosa sp. y Rhabdocarpus (?) grandis logran transgredir el cambio abrupto hacia la facie conglomerádica. La facie conglomerádica, constituida predominantemente por estratos gruesos de un conglomerado andesítico con clastos subredondeados a redondeados, con interestratificaciones de sedimentos finos marginados en su abundancia, se depositó en un medio totalmente diferente a la facie fina-carbonosa, aunque genéticamente están estrechamente relacionadas. La facie conglomerádica fue transportada y depositada en un medio de alta energía de arrastre, en el cual, potentes corrientes fluviales aportaron el material grueso y, en intervalos de “quietud tectónica”, se depositaron los detritos finos marginados en espesor. También es importante indicar que, esta facie conglomerádica, no contiene capas de carbón, explotables, sólo estrechos lentes. En este contexto sedimentario aparece el grupo de paleo vegetales que ya se enumeraron para la Formación Conglomerado Prieto.

Y, por último, es importante indicar que, entonces, los cuatro taxa de presencia restringida a la facie fina-carbonosa, bien pueden fungir como fósiles índices para identificar a esta facie en otras localidades geográficas. Además, los cuatro presentan un rango geocronológico que se inician en el Rhético:

Andriania sp. = Laccopteris = Phlebopteris - - - Triásico Tardío – Cretácico Tardío.
(Silva – Pineda, 1984).

Andriania aff. A. barathina - - Rhético – Liásico (Maldonado – Koerdell, 1950).

Alethopteris oaxacensis = Piazopteris branneri - - - Triásico Tardío – Cretácico.
(Silva – Pineda, 1984).

Williamsonia nathorstii - - - Rhético – Liásico (Wieland, 1914-1916).

Con el desarrollo del Método Palinoestratigráfico en esta secuencia, podríamos llegar a obtener datos palinoestratigráficos que nos indique con más exactitud estos cambios, y así poder delimitar palinozonas en las dos facies ya mencionadas. Ya que se tiene la posición exacta de los paleo vegetales y, como éstos y las polenesporas están íntimamente relacionados, entonces, la posición de los paleo vegetales servirían de apoyo para llevar a cabo el estudio palinoestratigráfico. En un capítulo posterior nos referiremos a los parámetros obtenidos a partir del desarrollo del Método Palinoestratigráfico, aplicado por el presente autor en la secuencia litoestratigráfica aflorante en la Barranca de Rosario Nuevo y que incluye a las formaciones Conglomerado Prieto y Conglomerado Cualac.

Maldonado-Koerdell (1950). Posteriormente a Wieland (1914-1916), Maldonado-Koerdell (1950) desarrolló un trabajo de recopilación y actualización de los estudios paleobotánicos llevados a cabo en México, presentando un catálogo sistemático de las plantas fósiles (paleo vegetales) estudiadas hasta ese año. Aquí este autor presenta todos los taxa que Wieland estudió provenientes de la secuencia litoestratigráfica que aflora en la Barranca de El Consuelo, así como de sus alcances geocronológicos. Un aspecto importante, de este trabajo, desde el punto de vista bioestratigráfico, es que indica la posición estratigráfica, en diferentes intervalos, que Wieland y Bonillas obtuvieron, cuando midieron su sección. Estos son los que aparecen en la columna 5. A continuación se transcriben aquellos a los que Wieland no indicó sus alcances geocronológicos y que aparecen en el trabajo de Maldonado-Koerdell (1950).

Taxón	Alcance geocronológico e intervalos
(El Consuelo, Mixteca Alta, Oaxaca)	lito estratigráficos, donde se extrajeron los paleo vegetales. Columna 5.
34) <u>Andriania</u> aff. <u>barathina</u> Brungneri	RHETICO – LIASICO. Intervalo número 6.
35) <u>Otozamites molinianus</u> var. <u>oaxacensis</u> Wieland	RHETICO – LIASICO. Intervalo número 19.
36) <u>Otozamites hespera</u> Wieland	RHETICO – JURASICO MEDIO. Intervalos 7, 8, 9 y 16.

- 37) Otozamites hespera
var. intermedia Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 7.
- 38) Trigonocarpus
oaxacensis Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo 7.
- 39) Rhabdocarpus grandis
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalos 6 y 7.
- 40) Cycadospermum oaxacensis
oaxacensis Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalos 6, 7 y 20.
- 41) Alethopteris oaxacensis
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 6.
- 42) Taeniopteris
cf. T. Vittata Brongniart
RHETICO – LIASICO.
“Barranca de El Consuelo”.
- 43) Sagenopteris emmonsi
var. mexicana Wieland
RHETICO – LIASICO.
“...Río Tlaxiaco...” y
“...tiro A de la Mina de El Consuelo,
al pie del Cerro del Venado...”
- 44) Otozamites tribulosus
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 9.
- 45) Otozamites (Williamsonia)
juarezii Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 46) Otozamites (Williamsonia)
diazii Wieland
RHETICO – LIASICO.
“... en el Río Consuelo...”
- 47) Otozamites (Williamsonia)
aguilerai Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 48) (Williamsonia) cuauhtemoci
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 49) (Williamsonia) xicotencatl
Wieland
RHETICO – LIASICO.
“Barranca de El Consuelo”
Municipio de Tlaxiaco, Oaxaca.
- 50) (Williamsonia) netzahualcoyotl
Wieland
RHETICO – LIASICO.
“Barranca de El Consuelo”

- 51) Yuccites schimperianus
Zigno
Municipio de Tlaxiaco, Oaxaca.
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 52) Cladophlebis albertsii
Dunker
RHETICO – LIASICO.
“...parte media del corte del Río El
Consuelo, Municipio de Tlaxiaco,
Oaxaca.
- 53) Macrotaeniopteris
Tonkinensis Zeiller
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 54) Macrotaeniopteris
cf. M. danaeoides (Royle)
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 16.
- 55) Ptilophyllum pulcherrimum
Wieland
RHETICO – LIASICO.
“...canteras del Río El Consuelo...”,
Municipio de Tlaxiaco, Oaxaca.
- 56) Williamsonia tlazoteotl
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 19.
- 57) Williamsonia tecatzoncatl
Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo número 19.
- 58) Otozamites (Williamsonia)
aguilarianus Wieland
RHETICO – LIASICO.
“Barranca de El Consuelo”
Municipio de Tlaxiaco, Oaxaca.
- 59) Otozamites mandelslohi
Kurr
RHETICO – LIASICO.
Intervalos números 6 y 7.
- 60) Coniopteris
cf. C. arguta Wieland
RHETICO – LIASICO.
Intervalo números 16.

Como claramente se observa en esta lista de taxa y de alcances cronoestratigráficos, el conjunto presentado por Maldonado-Koerdell (1950) tiene un rango concurrente resultante RHETICO-LIASICO, como lo obtenido para el conjunto de Wieland.

Erben H. K. (1956 a). La columna litoestratigráfica de su secuencia bioestratigráfica, corresponde a la columna litoestratigráfica descrita y medida con anterioridad por

Burckhardt (1930: p. 31-32) pero, según Erben (1956 a) "...ligeramente simplificada en cuanto al texto y a su traducción al castellano". El autor del presente trabajo, basándose en la información de los elementos petrológicos dados por Erben (1956 a), delimitó en esta columna a la facie fina-carbonosa, desde la base hasta el límite superior del intervalo lito estratigráfico de 41.0 m. de espesor (columna 2), donde terminan las rocas margosas con una capa principal de carbón e iniciando las areniscas gruesas que cambian a conglomerádicas hacia arriba. Ahora bien, Erben (1956 a) al intervalo basal de esta secuencia (parte basal de la facie fina-carbonosa) le da una Edad Liásica, basándose en la presencia de sólo dos taxa de paleo vegetales: Andriania sp. y Williamsonia nathorstii Wieland. Sin embargo, no presenta sus rangos geocronológicos, aunque en el trabajo de Maldonado-Koerdell (1950 aparecen ambos como del Rhético-Liásico. Además no les da posición estratigráfica precisa. La presencia de estos dos taxa, con estos mismos rangos geocronológicos, también aparecen en el intervalo lito estratigráfico número 6 de la columna presentada por Wieland y Bonillas y que corresponde al intervalo superior de la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, enmed. Jiménez R., 2004). Además tienen en común ambas columnas (2 y 5) a Alethopteris oaxacensis, lo que significa que, bioestratigráficamente, el intervalo, en ambas columnas correlacionable entre sí, es de 137.5 m, que equivale en ambas a la totalidad del espesor de la facie fina-carbonosa.

Al siguiente intervalo lito estratigráfico superior de 41.0 m. de espesor, Erben (1956 a) le da una Edad Toarciana, la cual pertenece también a la Época Liásica. Para esto se basó en el conjunto de los siguientes taxa de paleo vegetales:

<p>Taxón (Arroyo El Consuelo Mixteca Alta, Oaxaca)</p>	<p>Rangos geocronológicos tomados de Maldonado - Koerdell (1950) (con excepción de la primera.</p>
<p>1) <u>Otozamites mandelslohi</u> Kurr</p>	<p>Formas idénticas en el Liásico de Hozmaden, Suebia, Alemania Meridional.</p>
<p>2) <u>Otozamites molinianus</u> Zigno</p>	<p>LIASICO.</p>
<p>3) <u>Otozamites oaxacensis</u></p>	<p>LIASICO.</p>

- Wieland
- 4) Otozamites hespera RHETICO – JURASICO MEDIO.
- Wieland
- 5) Otozamites hespera RHETICO – LIASICO.
var. intermedia Wieland
- 6) Stangerites oaxacensis LIASICO.
- Wieland
- 7) Noeggerathiopsis hislopi TRIASICO de India y Sudamérica.
Bunbury
- 8) Trigonocarpus oaxacensis RHETICO - LIASICO.
- Wieland
- 9) Rhabdocarpus ? grandis RHETICO - LIASICO.
- Wieland
- 10) Cycadospermum oaxacensis RHETICO - LIASICO.
- Wieland
- 11) Alethopteris oaxacensis RHETICO - LIASICO.
- Wieland
- 12) Taeniopteris RHETICO - LIASICO.
cf. T. vittata Brongniart
- 13) Sagenopteris rhoifolia RHETICO - LIASICO.
- Presl
- 14) Sagenopteris mexicana RHETICO - LIASICO.
- Wieland

Erben no presentó los alcances geocronológicos de estos 14 taxa pero se han obtenido de los trabajos de Maldonado-Koerdell (1950) y del de Wieland (1914-1916). Nótese que, de los 14 taxa que presentó Erben en su trabajo para este intervalo lito estratigráfico, 9 ya habían sido determinados por Wieland, aunque situados en una posición estratigráfica superior. Nuevamente, el presente autor, con el conjunto de taxa de paleo vegetales presentado por Erben (1956 a) y con los rangos geocronológicos dados tanto en el trabajo de Maldonado-Koerdell (1950) como en el de Wieland (1914-1916), elaboró otra

tabla de rangos geocronológicos (Tabla 4). Así, el rango del conjunto de taxa de paleo vegetales, se sitúa del Triásico al Liásico. Sin embargo, observando que, varios de los rangos se “traslapan” en el rhetiense y además que cuatro de ellos están limitados a la Época Liásica, se concluye que el alcance geocronológico total de este conjunto de paleo vegetales, queda incluido de la Edad Rhetiense a la Época Liásica. Es decir, el mismo intervalo geocronológico que ya Wieland había determinado. Continuando con la secuencia cronoestratigráfica que Erben presentó (1956 a), al siguiente intervalo superior de 22.0 m de espesor y compuesto de “...areniscas gruesas, estratos arcillosos y semejantes a areniscas” (Erben, 1956 a: p. 118) Erben lo considera “problemático”, ya que, según él, dichas capas no contienen restos de paleo vegetales.

Al intervalo estratigráficamente sobreyacente al anterior y con 45.5 m de espesor, Erben lo consideró como “Zona de Otozamites hespera, y aunque no lo mencionó, se supone que es por su abundancia, y no por su corto alcance cronoestratigráfico, ya que éste, según Maldonado–Koerdell (1950) es muy amplio: Rhético-Jurásico Medio. A parte de Otozamites hespera, también menciona la presencia de Otozamites tribulosus y Araucarioxylon mexicanum. Es importante indicar que a los dos últimos taxa mencionados, sólo los registra en este intervalo estratigráfico. Este intervalo, constituido por “areniscas con crucero, amarillas, ferruginosas, a veces ligeramente conglomerádicas; en las partes superiores ricas en plantas (paleo vegetales)” (Erben, 1956 a: p. 118), constituye para Erben, el límite superior del intervalo lito estratigráfico al que llama “Estratos inferiores con Plantas”, y para el presente autor, el inicio de la facie conglomerádica (columna 2).

Entonces, de los tres taxa, dos presentan el mismo alcance geocronológico: Otozamites tribulosus y Araucarioxylon mexicanum del Rhético-Liásico y Otozamites hespera del Rhético Jurásico Medio. Por lo tanto, este intervalo lito estratigráfico, por la presencia de los tres taxa, se le puede aducir un rango cronoestratigráfico Rhético-Liásico. A partir de este intervalo, hacia arriba estratigráficamente, para Erben, se inician los “Estratos superiores con Plantas”, y para el presente autor, con base en los atributos petrológicos que Erben (1956 a) presenta, se prosigue la facie conglomerádica o sea la Formación conglomerado Prieto.

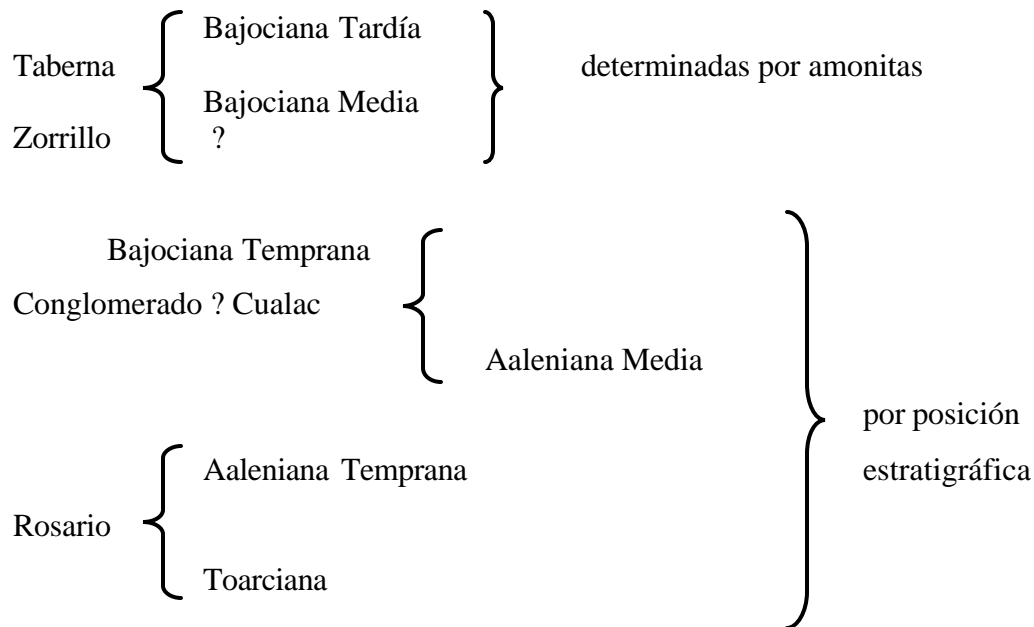
Por otro lado, y con referencia al intervalo inferior de 41.0 m de espesor, considerado por Erben de Edad Toarciana, el presente autor no ha podido comprender,

cómo el Dr. Erben obtuvo esa Edad con un rango geocronológico tan corto. Esto puede tener la siguiente explicación.

Con base en el estudio de amonitas colectadas en la Formación Taberna, él determinó una Edad Bajociana Media-Bajociana Tardía, para esta unidad litoestratigráfica. Así, por posición estratigráfica, subyaciendo concordantemente a esta formación, la Zorrillo tendría una Edad Bajociana Temprana. Sin embargo, el Dr. Erben no le asignó edad (Erben, 1956 b, pp. 17-18) ¿Porqué?, no se conoce la razón.

El conglomerado ? Cualac que subyace, también concordantemente a la Formación Zorrillo, tendría una Edad Aaleniana Tardía y, por último a la formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) le correspondería una Edad Toarciana-Aaleaniana temprana. Esta última edad es congruente con la Edad dada (sin mencionar razón alguna) por Erben al intervalo lito estratigráfico intermedio (41.0 m de espesor) correspondiente al intervalo lito estratigráfico delimitado por el presente autor como facie fina-carbonosa. Este intervalo de 41.0 m de espesor corresponde, según el presente autor, al límite superior de la facie fina-carbonosa; a la parte basal de la facie fina-carbonosa Erben le dio una edad correspondiente a la Época Liásica. Sin embargo, en la secuencia de edades dadas por Erben quedan vacíos cronológicos, ya que, para la Formación Zorrillo no hay edad. Por lo tanto, el presente autor, considera incompleta esta secuencia de edades dadas por el Dr. Erben y, como consecuencia, no se explica la Edad Toarciana para el intervalo de 41.0 m de la facie fina-carbonosa. Debajo de éste quedarían representadas las edades Pliensbachiana, Sinemuriana y Hettangiana. Considerando la presencia de las especies de edad Rética-Liásica Andriania sp. y Williamsonia nathorstii, será de esta edad la base de la secuencia.

Como aclaración, se presenta en el siguiente cuadro las cuatro formaciones litoestratigráficas a las cuales Erben (1956 a, b) definió y dató:



Silva-Pineda (1970). En lo que respecta al estudio paleobotánico de Silva-Pineda (1970), sólo se puede citar lo siguiente: “La parte inferior de la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a) (facie fina-carbonosa y facie conglomerádica, sensu Jiménez R., 2004) con las Bennettitales: Otozamites, Stangerites y Taeniopteris; las Pteridospermas: Trigonocarpus, Rhabdocarpus y Alethopteris; el Género Sagenopteris de las Caytoniales y el Género Noeggerathiopsis de las Cordaitales, es de una Edad Jurásica Temprana (Liásica)”.

Person y Delevoryas (1982). Posteriormente Person y Delevoryas (1982) hacen “...una revisión de la flora basada en el material original de Wieland, así como un estudio de un nuevo material colectado de localidades recientemente descubiertas” (Person y Delevoryas, 1982): Arroyo del Carrizo, al Este inmediato de San Juan Diquiyú; A lo largo del camino desde Tezoatlán a San Juan Diquiyú; Cerca de la primera localidad. Esta está en el Río Santa Catarina, Corriente arriba desde el punto donde éste y el Arroyo del Carrizo se juntan; En el Arroyo del Aguacate, corriente abajo del pueblo de Rosario Nuevo; En la localidad llamada Carbonera, a lo largo del camino de San Juan Diquiyú a El Consuelo. Esta localidad probablemente se encuentra en la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b).

Haciendo un análisis de las localidades mencionadas, para determinar si realmente colectaron material nuevo de algunas de las facies definidas por el presente autor, se puede

indicar lo siguiente: En el Arroyo del Carrizo, sólo pudieron haber muestreado en la facie conglomerádica, esto es, sólo si hubieran tomado la muestra en puntos cercanos a la “cabecera” de dicho Arroyo. “A lo largo del camino desde Tezoatlán a San Juan Diquiyú”. Aquí también, sólo en una localidad el camino atraviesa la facie conglomerádica y el Conglomerado ? Cualac. En su mayor longitud, atraviesa a las tres formaciones básicas del Grupo Tecocoyunca: Zorrillo, Taberna y Otatera. La tercera localidad no corresponde a un área donde afloran las facies fina-carbonosas y/o conglomerádica; como consecuencia, sólo comprende a las formaciones básicas del Grupo Tecocoyunca. El Arroyo del Aguacate sólo en su “cabecera” corta a la facie conglomerádica (Plano 2) y al Conglomerado ?Cualac; en su mayor extensión “corta” a las tres formaciones básicas del Grupo Tecocoyunca.

En la quinta localidad (La Carbonera), los autores aclaran que: “Probablemente se encuentra en la Formación Rosario”. O sea que es dudosa su posición. Por lo anterior se concluye que es muy poco probable que Person y Delevoryas (1982) hayan colectado muestras paleobotánicas de algunas de las facies del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004). Puesto que no describieron las características litológicas de las rocas sedimentarias de donde extrajeron las muestras de paleo vegetales. Por su posición geográfica, es más probable que hayan muestreado las formaciones básicas del Grupo Tecocoyunca. Con respecto a la Edad, validan la ya dada por Erben (1956 a, b); esto los llevó a cometer una contradicción ya que, como ya vimos, la Edad dada por Erben, la Toarciana, corresponde a la Etapa Liásica del Jurásico Inferior y no del Jurásico Medio como ellos lo presentan. Por otro lado, de los 29 taxa que reestudiaron, no presentan sus alcances geocronológicos; además, como sus localidades están diseminadas, no es posible tener control bioestratigráfico de sus taxa. Por lo tanto, nuevamente, la Edad para la facie fina-carbonosa queda dudosa con base en el trabajo de Person y Delevoryas (1982).

Silva – Pineda (1984). Posteriormente, Silva–Pineda (1984) hizo una nueva revisión taxonómica del material paleobotánico estudiado por Wieland (1914-1916). Aquí la autora aduce que: “Las investigaciones recientes proporcionaron nuevas evidencias estratigráficas y paleontológicas que colocan estos estratos desde la parte superior del Jurásico Inferior al Jurásico Medio”. Como no menciona cuales son esas evidencias nuevas, para el presente autor, queda dudosa la aseveración dada por dicha autora, referente a la Edad y estratos mencionados por ella.

En su trabajo, la autora presentó 39 taxa, de los cuales 15 quedaron tal como los identificó Wieland. Presentó nuevos alcances geocronológicos para algunos taxa, indicando su relación bioestratigráfica en la columna de Wieland y Bonillas (columna 5).

A continuación se presenta la lista de todos los taxa que analizó, así como sus nuevas equivalencias:

Taxón identificado	Con base en el reestudio del material de Wieland, por Wieland (1914-1916) esta es la clasificación establecida por Silva– Pineda (1984) y localidad litoestratigráfica en la columna de Wieland y Bonillas.
1) <i>Alethopteris oaxacensis</i> .	<i>Piazopteris branneri</i> (White) Lorch <u><i>Alethopteris branneri</i></u> JURASICO MEDIO del Brasil (White, 1913). <u><i>Phlebopteeis branneri</i></u> (White) JURASICO de Israel (Lorch, 1963). <u><i>Piazopteris branneri</i></u>

“...de rocas situadas entre la parte basal del JURASICO MEDIO (Bajociano) y sedimentos que contienen una flora no más joven que JURASICO TEMPRANO ni más antigua que TRIASICO TARDIO (Lorch, 1967) de Israel.

JURASICO TEMPRANO de Egipto (Ash, 1972).

Intervalo lito estratigráfico 6 correspondiente al límite superior de la facie fina – carbonosa o Formación Rosario (sensu Jiménez R., 2004)

2) <u><i>Laccopteris</i></u> sp.	<u><i>Piazopteris branneri</i></u> (Person y Delevoryas, 1982).
----------------------------------	---

“El ejemplar fue encontrado en las arcillas apizarradas de la capa 3 (intervalo lito estratigráfico correspondiente a la parte basal de la facie fina–carbonosa), de la Barranca del Río El Consuelo, a 35 m arriba del contacto eruptivo” (Wieland, 1914-1916) (in Silva–Pineda, 1984).

Phlebopteris sp. (Silva Pineda 1984).

SIN EDAD.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 9) Otozamites mandelslohi. Queda igual.

LIASICO de Alemania.

Otozamites sueroi (Herbst, 1966: p. 344).

LIASICO de Argentina.

Otozamites falsus (Harris, 1969 p. 43).

JURASICO de Yorkshire, Inglaterra.

+ 10) Ptilophyllum acutifolium. Quedó igual.

LIASICO europeo.

Intervalos litoestratiográficos 16, 17 y 18 correspondientes a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 11) Pterophyllum cf. P. münsteri. Quedó igual.

(Presl.) Goepfert

RHETICO-LIASICO de Europa.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 12) Taeniopteris oaxacensis. Quedó igual.

RHETICO-JURASICO MEDIO.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 13) Cycadolepis mexicana. Quedó igual.

JURASICO (Oolítico Superior de Gondwana).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 14) Williamsonia cuauhtemoci. Quedó igual.
Wieland RHETICO-LIASICO (Waldonado-Koerdell,
1950)

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 15) Williamsonia huitzilopochtli. Quedó igual.
Wieland RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell,
1950).

Intervalo lito estratigráfico 19 correspondiente a la parte superior de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 16) Williamsonia nathorstii. Quedó igual.

RHETICO-LIASICO (maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalo lito estratigráfico 6 correspondiente a al límite superior de la facie fina-carbonosa o Formación Rosario (sensu Jiménez R., 2004).

17) Coniopteris cf. arguta Wieland. Coniopteris arguta Lindley y Hutton.

Coniopteris arguta (Silva-Pineda, 1970).

Coniopteris cf. arguta (Delevoryas, 1971).

JURASICO de Inglaterra.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

18) Coniopteris cf. hymenophylloides. Coniopteris sp. (Delevoryas, 1968).

(Brongniart) Seward

JURASICO de Yorkshire, Inglaterra.

Sin posición litoestratigráfica.

19) Dicksonia (Sphenopteris) Discsonia kendalli.

bindrabunensis

JURASICO de Yorkshire, Inglaterra.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

20) Otozamites reglei.

Zamites Brongniart.

vars. Lucerensis y oaxacensis

BAJOCIANO de Pont les Moulins, Francia.

Otozamites parviauriculata

JURASICO TARDIO-CRETÁCICO TEMPRANO de la Provincia de Santa Cruz Argentina.

21) Otozamites molinianus.

Zamites lucerensis (Person y Delevoryas, 1982).

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalos lito estratigráficos 7 y 19 correspondiente a la base facie conglomerádica o Conglomerado Prieto y la parte superior de la misma.

22) Zamites oaxacensis.

Zamites gigas Harris (1969, p.4)

(Wielland) Person y Delevoryas

JURASICO de Yorkshire, Inglaterra.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

23) Otozamites (Williamsonia)

Zamitez tribulosus (Wielland) Person y

Delevoryas.

juarezii

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell,

1950).

Intervalos lito estratigráficos 9 y 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

24) Otozamites hespera Wielland

Zamitez lucerensis (Person, 1976: p. 54).

RHETICO-JURASICO MEDIO (Maldonado-

Koerdell, 1950).

Intervalos lito estratigráficos 7, 8, 9 y 16 correspondiente prácticamente a la parte media inferior de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

Ischnophyton iconicus.

TRASICO TARDIO, Carolina del Norte, E.U. (Delevoryas y Hope, 1976, p. 97).

+ 25) Otozamites obstusus var. liassica. Quedó igual.

Lindley y Hutton RHETICO-LIASICO de Europa.

“Se encuentran en varios intervalos litoestrati- gráficos con plantas de la Barranca del Río El Consuelo, Oaxaca (Wieland, 1914-1916) (in Silva-Pineda, 1984).

26) Ptilophyllum acutifolium Morris. Pterozamites (Pterophyllum) münsteri.

Pterozamites (Pterophyllum) angustifolium.

Pterozamites (Pterophyllum) continguum.

Pterophyllum sp. A. (Person, 1976 p. 68).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

27) Anomozamites lindleyanus. Anomozamites sp.

(Feistmantel, 1879) RHETICO de Tonkin.

LIASICO de Europa, Sripermatour India.

Sin posición litoestratigráfica

Nilssonia sp. (Silva-Pineda, 1984).

28) Taeniopteris (Zeilleri) tonkinensis. Taeniopteris oaxacensis (Person y Delevoryas, 1982)

RHETICO de Tonkin.

cf. T. danaeoides

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 29) Cycadolepis mexicana Wieland. quedó igual.

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 30) Williamsonia cuauhtemoci quedó igual.

Wieland RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

31) Williamsonia huitzilopochtli Williamsonia tlazoteotl

Wieland RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Williamsonia centeotl

SIN EDAD.

Williamsonia nizhonia Ash

(Delevoryas y Gould).

SIN EDAD.

Intervalo lito estratigráfico 19 correspondiente a la parte superior de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

32) Williamsonia netzahualcoyotli Williamsonia ipalnemoani. Wieland

RHETICO-LIASICO (Maldonad-Koerdell, 1950).

Williamsonia xipi.

SIN EDAD.

Intervalo lito estratigráfico 18 correspondiente a la parte media superior de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

33) Tallos de Williamsonia. Bucklandia (Seward, 1917).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

SIN EDAD

34) Neoggerathiopsis hislopi Cordaites (Noeggerathiopsis).
(Bunbury) Feistmantel hislopi (Seward, 1917: p. 240).

Cordaites aequale

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalo litoestratigráfico 7 correspondiente a la parte basal de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

35) Mexiglosa sp. Glossopteris (?) linearis Wieland (1914-1916).

Glossopteris (?) mexicana Wieland (1914-1916).

PERMICO-TRIASICO de India, Grupo Jabalpur.

Glossopteris hoja, Delevoryas 1969.

Glossopteris linearis Silva-Pineda, 1970.

Glossopteris hoja, Delevoryas 1986.

Mexiglosa varia, Delevoryas y Person, 1982.

Intervalos lito estratigráficos 6, 7, 16 y 20 correspondiente a: límite superior de la facie fina-carbonosa, parte basal de la facie conglomerádica y parte media superior de la facie conglomerádica, respectivamente.

36) Yuccites oaxacensis Pelourdia sp.

Yuccites schimperianus

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell,

1950).

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 37) Weltrichia mexicana

quedó igual.

(Wieland) Harris

SIN EDAD.

Intervalo lito estratigráfico 16 correspondiente a la parte media de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 38) Trigonocarpus oaxacensis

quedó igual.

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalo lito estratigráfico 7 correspondiente a la parte basal de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

+ 39) Rhabdocarpus (?) grandis Wieland quedó igual.

RHETICO-LIASICO (Maldonado-Koerdell, 1950).

Intervalos lito estratigráficos 6 y 20 correspondientes respectivamente al límite superior de la facie fina-carbonosa y al límite superior de la facie conglomerádica o Conglomerado Prieto.

Como se observa, de los 39 taxa identificados por Wieland (1914-1916), Silva-Pineda (1984) conserva 15 (+), encontrando una nueva equivalencia para los 24 restantes.

Entonces, con estos nuevos datos taxonómicos y cronoestratigráficos, el presente autor, elaboró otra tabla de alcances geocronológicos (Tabla 8). Los alcances geocronológicos ausentes en algunos taxa presentados por Silva-Pineda (1984), fueron tomados de los trabajos de Wieland (1914-1916) y de Maldonado-Koerdell (1950). Elementos importantes de estos dos trabajos son las posiciones estratigráficas de los paleo vegetales sobre la columna de la Barranca de El Consuelo, medida y descrita por Wieland y Bonillas (1914-1916), lo que hace de fundamental importancia esta columna (columna 5).

Veamos las características geocronológicas que presenta la tabla 8: La más notable es la tendencia de un subconjunto de taxa a agruparse dentro del intervalo Rético-Liásico, ya que, de los 39 taxa, 16 están restringidos en dicho intervalo. Solo tres taxa se limitan a la Época Liásica; nueve taxa aparecen en la base de esta Época y se prolongan, unos a través de todo el Jurásico y otros transgreden hasta el Cretácico Temprano (barras con flecha), así mismo, dos se inician en el Triásico Tardío prolongándose a través de todo el Jurásico y otro hasta el Cretácico Temprano. Hay un solo taxa que se inicia desde el Pérmico y se extingue en el límite Triásico-Liásico (Mexiglosa varia). Zamites sp. (18) es un género con alcance geocronológico anómalo con relación a todo el grupo, ya que, su alcance se inicia en la Edad Bajociana, prolongándose hasta la Cretácica Temprana. Sin embargo, su equivalente Otozamites reglei var. lucerensis, según Wieland, está presente en el Liásico de Bornholm en Alemania meridional. Además, dos géneros de Zamites fueron reportados por Silva-Pianda (1961) de la Formación Santa Clara de Edad Cárnica. También Daugherty H. Lyman (1941) reporta a este Género en la Formación Chinle del Triásico Tardío, en Arizona. Por lo tanto, este género tiene un amplio alcance geocronológico: desde el Triásico Tardío hasta en el Cretácico Temprano y, como consecuencia, ya no es anómalo su alcance geocronológico.

Hay un solo taxa cuyo alcance geocronológico está estrechamente restringido a la Edad Rética: Taeniopteris oaxacensis que, según Person y Delevoryas (1982) es equivalente a Taeniopteris (Zeilleri) tonkinensis identificado por Wieland (1914-1916). La edad Rética es la que da este último autor, no siendo indicada por ninguno de los demás.

Con todos estos datos geocronológicos, se podría concluir que la edad de este conjunto de paleo vegetales varía desde el Pérmico hasta el Cretácico Temprano. Si embargo, se puede restringir este largo intervalo, haciendo dos consideraciones: La primera es enfocando nuestra atención hacia la parte alta de la columna cronoestratigráfica regional. En la parte inferior del Grupo Tecocoyunca, la Formación Taberna (Plano 1) ha sido datada por varios investigadores con base a invertebrados: Burckhardt, 1927 (Amonitas); Bajociano Medio-Bajociano Tardío; Erben, 1956 (Amonitas): Bajociano Medio-Bajociano Tardío; Alencáster, 1963 (Pelecípodos): Bajociano-Calloviano; Avecilla, 1973 (Moluscos): Bajociano-Calloviano; Sandoval y Westermann, 1987 (Amonitas): Bajociana Temprana tardía a Bajociana Tardía Temprana.

Así, como se ve en la relación anterior, la Edad más antigua de la Formación Taberna es la de Bajociana Temprana Tardía. De esta manera, por posición estratigráfica, para la Formación Zorrillo subyacente y transicional se le puede asignar una Edad tentativa de Bajociana Temprana; para el Conglomerado? Cualac, subyacente y transicional a la Zorrillo, tendría una Edad Aaleniana, quedándole al Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004) el intervalo Pérmico-Toarciana; ahora bien, en lo que respecta a la parte inferior de la secuencia cronoestratigráfica regional, tenemos como basamento a la Unidad Diquiyú, subyaciendo discordantemente (González Torres, 1989) a la facie fina-carbonosa y además, este mismo autor asevera que: “Otra consideración importante de detallar es la relación que guarda con respecto a la Formación Rosario sensu Erben, 1956, al encontrar a la Unidad Diquiyú aparentemente intercalada, en varios niveles estratigráficos de la Formación Rosario, lo cual puede aplicarse con el depósito de la Formación Rosario en actividad volcánica sinsedimentaria”. Esto significa que, el Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004) puede ser sincrónico con la Unidad Diquiyú, y como ésta última es considerada por ese autor como de edad Triásica Tardía-Jurásica Temprana (aunque no menciona las razones), entonces, el Grupo Consuelo el cual incluye a la facies fina-carbonosa y conglomerádica quedaría restringido al intervalo geocronológico Triásico Tardío-Toarciense.

Como una forma de resumen, comparemos las edades obtenidas por los tres autores que estudiaron originalmente material paleobotánico:

Autor	Localidad	Edad
Wieland (1914-1916),	Barranca El Consuelo	RHETICA-LIÁSICA.
Erben (1956 a),	Barranca El consuelo	LIÁSICA.
Silva-Pineda (1970),	Área de Tezoatlán	LIÁSICA.
Silva-Pienda (1984),	Revisión del material	LIÁSICA.

De la relación anterior, es notorio que la Época Liásica es común en los tres resultados geocronológicos. En cuanto a la edad Rhetica (parte tardía del Triásico Tardío), veamos lo siguiente: Erben (1956 a) se refirió a este problema cuando indicó: “Es un problema saber si el Grupo Consuelo también contiene estratos del Triásico, comprendidos en esta secuencia de rocas continentales...” también indica que: “Fueron citadas las “Capas

Inferiores con Plantas” varias veces (Aguilera, 1897); Wieland (1914-1916); Burckhardt (1930); Maldonado-Koerdell (1948) como de edad Rética o Rética-Liásica, pero no hay indicaciones de plantas (paleo vegetales) indudablemente Réticas. En un nivel de la parte inferior se encontraron ejemplares del Toarciano (Burckhardt, 1930: p. 31, estrato número 7: “Lias” de Suabia. Probablemente de este dato proviene la edad Toarciana indicada por Erben, 1956 aunque no indicó los taxa de paleo vegetales que utilizó. Los estratos de la parte basal de la secuencia no contienen fósiles característicos y eventualmente podrían alcanzar niveles estratigráficos inferiores (Domeriano ?) (Pliensbachiano Superior). Pero, tomando como base los espesores restantes, el autor creó que no es probable que alcance al Triásico. Por lo expuesto anteriormente, no está comprobado y, más aún, no es probable que exista un Triásico continental en estas regiones de la República”.

Como los espesores de las columnas de Wieland y Bonillas y la de Erben coinciden totalmente, el estrato número 7, que cita este último autor, correspondería, según el presente autor, al intervalo lito estratigráfico basal de la facie conglomerádica (o Conglomerado Prieto) (columna 5), quedando la edad de las unidades Diquiyú y Rosario como Triásica. Pliensbachiana. Burckhardt (1927) estudió las capas de esta región, a las que le dio una Edad Jurásica Media, basándose en amonitas, encontró algunos ejemplares de su fauna asociada con plantas (paleo vegetales), como las que describió Wieland como del Liásico (in Silva-Pineda, 1984). Esta asociación sólo se puede encontrar a partir de la Formación Taberna; como consecuencia, esto explicaría la existencia de los taxa del Jurásico Medio descritos por Silva-Pineda (1984). Además, la presencia de amonitas nos expresa implícitamente que no se trata de las partes litoestratigráficas inferiores (continentales) de la secuencia regional, sino de la parte superior de la misma (transicional y marina); es decir, ni de la facie fina-carbonosa ni de la conglomerádica. Además, la presencia de estos paleo vegetales asociados a los amonitas del Jurásico Medio no nos expresa que dichos paleo vegetales sean del Jurásico Medio solamente, sino que su rango puede prolongarse hasta el Liásico, ya que, como se sabe, para que un fósil sea índice de una edad determinada, ésta debe tener una presencia restringida a ese rango geocronológico. Por otro lado, Erben aduce que, por lo estrecho del espesor restante inferior del paquete sedimentario correspondiente a la facie fina-carbonosa, no pueden existir sedimentos réticos. Además, en la columna de Wieland y Bonillas (columna 5), el

primer conjunto de paleo vegetales aparece en el intervalo que se encuentra en la cima de la secuencia correspondiente a la facie fina-carbonosa, quedando, en la parte inferior un espesor de 137.5 m que corresponde al mismo espesor que presenta Erben, en su columna bioestratigráfica (columna 2). Aún más, dentro de este mismo intervalo mencionado, Wieland encontró a Leccopteris = Phlebopteris = Andriana cuyo rango geocronológico es Triásico Tardío – Cretácico Tardío, es decir, que la presencia de este taxón se inicia en el Triásico Tardío y, como este intervalo lito estratigráfico corresponde a los primeros sedimentos de la facie fina-carbonosa depositados sobre el basamento volcánico de la Unidad Diquiyú de posible edad Triásica-Liásica (González Torres, 1989), entonces, es muy probable que estos intervalos iniciales de sedimentos, se hayan depositado durante el Triásico Tardío, es decir, en la edad Rhetica.

Schmidt-Effing (1980) (área de Tenango de Doria, Cuenca Huayacocotla: ese central de la República Mexicana), indica que la Formación Huizachal presenta indicios de facies marinas. El mismo autor no indica la existencia de una discordancia entre las formaciones Huizachal y las Juntas, indicando que la Formación Huizachal debe ser Hettangense o más antigua (Rhetiense) (*in* Rueda Gaxiola *et al.*, 1993: p. 13). El Dr. Rueda (1993: p. 13) indica que: “... como consecuencia, la Aloformación Huizachal debe ser más antigua (Hettangense o Rhetiense Tardía). También es pertinente indicar que existen localidades en otros lados de la República donde afloran sedimentos triásicos, por ejemplo en el Estado de Sonora donde aflora la Formación Santa Clara de Edad Triásica Tardía (Kárnica). Por último, se puede decir que hasta el presente trabajo no se ha demostrado, ni la ausencia ni la presencia de la Edad Rhetica en este intervalo lito estratigráfico correspondiente a la facie fina-carbonosa.

Se puede determinar que es muy probable que dicha facie se haya depositado durante la Edad Rhetiense, ya que ella constituye el basamento sedimentario de la secuencia litoestratigráfica regional y que González Torres (1989) cita que se encuentra emplazada o intercalada con el basamento ígneo extrusivo correspondiente a la Unidad Diquiyú, a la cual González Torres (1989) le considera una Edad “más adecuada” Triásica Tardía-Jurásica Temprana. Posteriormente, cuando se analice a la unidad litoestratigráfica suprayacente, que es la facie conglomerádica (o Formación Conlomerado Prieto) se determinará la relación cronoestratigráfica del Grupo Consuelo (*sensu* Jiménez R., 2004)

con el intervalo geocronológico Rhético-Liásico, así como con la Edad determinada en base al estudio palinoestratigráfico, objetivo central del presente trabajo.

Correlación. Tratándose ahora de una nueva subdivisión, propuesta en el presente trabajo, se hace más difícil determinar las posibles correlaciones de la facie fina-carbonosa.

Es necesario aclarar aquí que el término “correlación” tiene, según el presente autor, dos concepciones: una en tiempo (cronoestratigráfica) y la otra en semejanza litológica (litoestratigráficamente), es decir, que pueden ser unidades sedimentarias depositadas en una misma cuenca o en cuencas separadas.

Hacia el Occidente, en el área de Olinalá-Huamuxtitlán, al Noreste del Estado de Guerrero, la Formación Ignimbrita Las Lluvias (Corona Esquivel, 1981), por posición estratigráfica tiene un rango geocronológico que incluye al intervalo post-Pérmico Tardío al pre-Jurásico Medio, es decir Triásico-Liásico. Por tanto, esta Formación puede ser sincrónica con la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, sensu Jiménez R., 2004) parte inferior del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004). Hacia el norte, cerca del paralelo 18°, en el área de Ayuquila, Ortega Gutiérrez (1970) define y describe informalmente a la Formación Ayuquila, de la siguiente manera: “Se emplea informalmente el nombre de Formación Ayuquila para referirse a unos 2500 m expuestos de rocas continentales y litorales, tales como conglomerados, areniscas, limonitas, lutitas y escasos horizontes carbonosos...”. “Estas rocas tienen secciones riquísimas en plantas (paleo vegetales), como las que pueden seguirse al Sur de Texcalapa, donde al parecer cortan sólo unos cuantos estratos de areniscas verdes que contienen flora (paleo vegetales) en magnífico estado de preservación”. “La sección frente a San Jerónimo descansa discordantemente, sobre un cuerpo plutónico del Ordovícico-Silúrico; consistente en la base de 10 m de estratos laminares de lutitas, limolitas y areniscas micáceas café-verdoso”. “Siguen 10m de conglomerados masivos con interestratos de areniscas de grano grueso. Los conglomerados consisten en fragmentos de andesita verde (60%) (como los del Conglomerado Prieto), granito pegmatítico (20%) arenisca morada fina (2%) y otros fragmentos de rocas metamórficas (18%). “...Viene después un estrato de 4 m de espesor de limolitas y lutitas verdosas muy fracturadas. El resto de la sección (unos 100 m) es una secuencia de estratos de 0.5 a 2.0 m de conglomerado duro y areniscas conglomerádicas de fragmentos de cuarzo

y pegmatita”. El subrayado es del presente autor para enfatizar los rasgos análogos con la secuencia litoestratigráfica aflorante en la Región de Tezoatlán-El Consuelo.

Como se observa por las analogías en la litología y en la secuencia litoestratigráfica, se concluye que la Formación Ayuquila representa tanto a la facie fina-carbonosa (“estratos laminares de lutitas”) como a la conglomerádica (“consistente en fragmentos de andesita verde”) del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004) y además al Conglomerado ? Cualac (“conglomerado duro y areniscas conglomerádica de fragmentos de cuarzo...”).

En cuanto a la Edad, Ortega Gutiérrez (1970) dice lo siguiente: “Los únicos restos fósiles encontrados fueron de plantas (paleo vegetales). Todos los ejemplares que aquí se colectaron se entregaron, para su estudio paleobotánico a Silva-Pineda”. A continuación se presentan los taxa que determinó: 1) Cladophlebis exiliformes (Geyler) Oighi; 2) Sagenopteris nilssoniana (Brongniart) Ward; 3) Ptilophyllum soutifolium Morris; 4) Zamites moreani Saporta; 5) Williamsonia (fructificaciones).

La conclusión de la autora es la siguiente: “todos los géneros citados existen desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior. Las especies proporcionan un alcance estratigráfico más restringido, pero no muy preciso, por lo que la flora (paleoflora) estudiada puede quedar comprendida desde el Jurásico Inferior al Superior”. De esto, entonces, Ortega Gutiérrez concluye: “...definitivamente una Edad Jurásica Temprana para estas capas, puesto que, “...subyace discordantemente a la Formación Tecamazuchil con una Edad Jurásica Media”. Con excepción del Género Williamsonia, todas las demás especies no aparecen en los conjuntos taxonómicos del área Tezoatlán-El Consuelo. Por lo tanto, bioestratigráficamente la Formación Ayuquila no es correlacionable con la facie fina-carbonosa. Esto es importante desde el punto de vista paleogeográfico o paleotopográfico, ya que esta diferencia nos puede expresar condiciones contrastantes en el ambiente de depósito de ambas unidades. Sin embargo, por su similitud litológica, pueden ser sinsedimentarias y por su rango geocronológico pueden ser sincrónicas, es decir, se depositaron bajo las mismas condiciones paleogeográficas y en el mismo tiempo geológico. Por lo tanto son lito-sincrónicas.

En la parte noreste de la República Mexicana, en los Estados de Tamaulipas, Veracruz e Hidalgo, en la fosa (tectónica) denominada Huayacocotla – El Alamar (Rueda Gaxiola et al., 1993), aflora una secuencia litoestratigráfica muy similar a la del área

Tezoatlán-El Consuelo. Esta secuencia presenta también dos grandes intervalos litoestratigráficos diferenciables: el inferior, continental (Huizachal) y el superior, marino mixto (La Boca-Huayacocotla). El intervalo inferior presenta, petrológicamente, una gran similitud con la secuencia litoestratigráfica del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R., 2004). Además, existe también semejanza con la parte basal del Grupo Tecocoyunca, es decir, con el Conglomerado ? Cualac y la Formación la Joya, base del Grupo Zuloaga. Veamos:

La secuencia litoestratigráfica de la Aloformación Huizachal (Rueda Gaxiola et al., 1993) (Tabla 7) está constituida por dos Alomiembros (op cit): Río Blanco en la parte inferior y el Volcano sedimentario en la superior. “...el Alomiembro Río Blanco en su base (de la Aloformación Huizachal) comprende las rocas volcánicas sobre las que descansa o se interdigita el Alomiembro superior Volcano sedimentario. El Alomiembro Río Blanco de la Aloformación Huizachal (está) constituido por rocas volcánicas de composición ácida (riolitas tobas rió líticas, ignimbritas, tobas vítreas, aglomerados riolíticos y traquitas) presenta variaciones en composición a tobas y pórfidos andesíticos. Estas características permiten considerar que este Alomiembro está relacionado genéticamente a una extrusión asociada a la extensión y apertura cortical (“rifting”) de un margen continental embrional”.

Nótese, primeramente, la similitud entre las relaciones estratigráficas de los dos Alomiembros con las unidades litoestratigráficas del área de Tezoatlán: Unidad Diquiyú, de origen volcánico, de composición riolítica, tobácea y andesítica (González Torres, 1989). Este mismo autor indica: “Otra consideración importante de detallar, que es la relación que guarda (la Unidad Diquiyú) con respecto a la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b), al encontrar a la Unidad Diquiyú aparentemente intercalada en varios niveles estratigráficos de la Formación Rosario, lo cual puede explicarse con el depósito de la Formación Rosario en actividad volcánica sinsedimentaria”. Como se puede observar, existe similitud, tanto en composición petrológica, como en las relaciones estratigráficas. Veamos ahora, la composición petrográfica del Alomiembro Volcano sedimentario, el cual sobreyace y se interdigita con el Alomiembro Río Blanco: “La secuencia volcano sedimentaria, que constituye al Alomiembro Superior de la Aloformación Huizachal, compuesta principalmente de granos de origen volcánico, derivados de un volcanismo penecontemporáneo y/o contemporáneo; está caracterizada por un predominio de areniscas rojas, de grano medio a fino y escasas lutitas rojas y algunos aglomerados rojos a gris

rojizo; se trata de arcosas con influencia volcánica con abundante matriz hematítica. Las estructuras primarias y los elementos estructurales, indican que el modelo ambiental del depósito, corresponde a ríos trezados con corrientes de flujo rápido y/o efímeros, aunque también es posible establecer en la base condiciones de abanicos fluviales dístales en regiones áridas”.

Aunque no coinciden totalmente en la composición petrológica, ambas unidades litoestratigráficas, la influencia volcánica en ambas las hacen semejantes. Sin embargo, hasta aquí, no podemos todavía determinar si ambas son sincrónicas.

Veamos la Edad de la Aloformación huizachal y de sus Alomiembros: sobreyaciendo en forma discordante a la Aloformación Huizachal, se presenta la Aloformación La Boca, la cual, con base al estudio palinológico en un conjunto de palinomorfos, se le asignó una Edad sinemuriense, Rueda Gaxiola et al., 1989). Entonces por posición estratigráfica, subyacente y discordante, la Aloformación Huizachal tendrá una Edad que puede ser cualquiera de las siguientes: Hettangiense, Rhetiense, Noriense, Karniense,...?

Sin embargo, el Dr. Rueda indicó que: “... se estableció que la Formación Huizachal debe ser más antigua (Rhetiense-Hettangiense) que la Aloformación San Pedro (Aloformación La Boca) y que la Formación Huayacocotla (Sinemuriense)” Así, bajo esta consideración y con base en las semejanzas petrológicas, así como en las relaciones estratigráficas entre los Alomiembros Río Blanco y Volcano sedimentario, con la Unidad Diquiyú y la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, enmend. Jiménez R., 2004), se puede considerar que esta facie fina-carbonosa es sincrónica con el Alomiembro Volcano sedimentario. Así, resumiendo, la correlación entre ambos paquetes sedimentarios inferiores, en sus secuencias litoestratigráficas, depositadas respectivamente en las cuencas de Tlaxiaco y en la de Huayacocotla-El Alamar quedaría así:

Tezoatlán -El Consuelo (Noroeste de Oaxaca)		Huizachal - Peregrina (Nuevo León - Tamaulipas)		Anticlinorio de Huayacocotla	
GRUPO TECOCOYUNCA			GRUPO ZULOAGA		Fm. Santiago Fm. Tepéxic
GPO. CONSUELO					
Conglomerado Prieto		Pliensbaquiense Sinemuriense Hettangiense		Fm. La Boca	
Rosario		Rhetiense Noriense Karniense		Alomienbro Volcanosedimentario	
Unidad Diquiyú		Aloformación Huizachal		Alomienbro Río Blanco	
				Capas con plantas Tenango Despi Temaxcalapa Las Juntas	
				Fm Huizachal	
				GPO. HUAYACOCOTLA	

Hacia el Sureste del Anticlinorio de Huizachal–Peregrina, se encuentra el de Huayacocotla, en un área regional que abarca los Estados de Veracruz, Hidalgo y Puebla. En 1980 fue estudiada por Schmidt-Effing, dividiendo la secuencia litoestratigráfica regional en dos intervalos: al inferior lo consideró como a la Formación Huizachal, a la que asignó una Edad Rhética a Hettangiana; el intervalo superior, separado del inferior por una discordancia, este autor lo subdividió en cinco formaciones, basado en sus características bioestratigráficas; de la inferior a la superior, son las siguientes: Las Juntas Temaxcalapa, Despi Tenango y “Capas con plantas”. A este conjunto le dio una Edad, basada en amonitas, Sinemuriense-Pliensbaquiense (?). A las cinco formaciones este autor las integra en el Grupo Huayacocotla. Por otro lado, Rueda Gaxiola *et al.* (1993: p. 2) correlaciona tanto al Alo grupo Los San Pedro con el Grupo Huayacocotla, como a la Aloformación Huizachal con la Formación Huizachal (*sensu* Schmidt-Effing, 1980). Por tanto, si la facie fina-carbonosa del área de Tezoatlán – El Consuelo se correlaciona tanto en tiempo como en similitud litológica con el Alomienbro Volcano sedimentario, de la parte superior de la Aloformación Huizachal, y si el Alo grupo Los San Pedro es correlacionable con el Grupo Huayacocotla, y la Aloformación Huizachal (con sus dos Alomiembros) se correlaciona con la Formación Huizachal (*sensu* Schmidt-Effing, 1980) entonces, la facie fina-carbonosa (Formación Rosario, *sensu* Jiménez R., 2003), es correlacionable en tiempo con la Formación Huizachal (*sensu* Schmidt-Effing 1980) aflorante en el Anticlinorio de Huayacocotla. Como consecuencia el Grupo Consuelo será correlacionable con los Grupos Huayacocotla y Los San Pedro.

Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a, b; enmend Jiménez R., 2004)

Antes del presente trabajo, no se definió a esta formación, sólo se le citó como horizontes estratigráficos aislados, incluidos en una secuencia litoestratigráfica en que abarcaba a las dos facies propuestas en el presente trabajo.

Con base en las razones presentadas en un capítulo anterior, se define por primera vez, en el presente trabajo, a la facie conglomerádica, que equivale al Conglomerado Prieto descrito por Erben (1956 a, b), correspondiente estratigráficamente a la parte superior del Grupo Consuelo (sensu Jiménez R. 2004). Aquí también, el presente autor, propone que este grupo sólo esté constituido por la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a, b) y esta formación sea dividida en dos facies: la inferior-lateral como facie fina-carbonosa, a la cual se le podrá seguir llamando Formación Rosario; y la superior-lateral como facie conglomerádica a la que se le propone el nombre de Formación Conglomerado Prieto (Erben, 1956 a, b; enmend Jiménez R. 2004). Esta facie conglomerádica se refiere al intervalo lito estratigráfico caracterizado por el predominio de estratos gruesos, constituidos por guijarros principalmente de origen volcánico (andesítico). Entendiéndose por estratos gruesos como “paquetes” de depósito masivo, en donde los guijarros subredondeados (con tendencia elipsoidal) pueden estar, ya sea “sostenidos” o “soportados”. Los “paquetes” presentan espesores que varían desde 40 cm. hasta 1.5 a 2.0 m, dependiendo de su posición estratigráfica, con guijarros de 20 a 30 cm. de diámetro. Su coloración característica, en superficie recientemente expuesta, es verde olivo claro; cambia con el intemperismo, a gris verdoso con aspecto “sucio”, por lo cual Erben (1956 a, b) lo citó como: “conglomerado Prieto”.

Entre estos “paquetes” conglomerádicos, se presentan capas de lutitas, limolitas, areniscas y algunos lentes de carbón, todos en capas delgadas (10 a 20 cm.), que permiten delimitarlos. El autor del presente trabajo, observó varias localidades de afloramientos de la facies conglomerádica dentro del Anticlinorio de Diquiyu, siendo las más representativas la de la Barranca de Rosario Nuevo (columna 1) y la sección Rancho Juárez (columna 4); esta última está localizada en la parte extrema occidental de la ladera sur del Cerro Encinar de Castro y frente a la diminuta población de Rancho Juárez. Esta se propone, en el presente trabajo como la localidad-tipo y la de la Barranca de Rosario Nuevo como localidad-paratipo ya que la primera cumple con los tres requisitos necesario para ser considerada

como localidad-tipo: ser accesible, para poder llegar a ella; ser observable, para poder describirla y medirla; presentar contactos, tanto en la base como en su cima con las unidades litoestratigráficas que la limitan.

Distribución. Birkinbine (1911) y Erben (1956 a, b), aunque no diferenciaron a la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a), consideraron que ésta se prolonga hacia el sur del área de Tezoatlán, sobre una franja occidental del anticlinorio de Diquiyú (Plano 7-A) llegando más allá del área de El Consuelo (in Alencáster, Lámina 10). Como ya se mencionó anteriormente, hacia el norte en el área de ayuquila, la Formación Ayuquila, nominada informalmente y descrita por Ortega-Gutiérrez (1970), contiene un intervalo litoestratigráfico muy semejante petrológicamente al Conglomerado Prieto: por esto es probable que el área de afloramiento del Conglomerado Prieto se prolongue hacia el norte del área de Tezoatlán y, en el área de ayuquila esté representado por un intervalo litoestratigráfico de la Formación Ayuquila.

Litología y espesor. Es necesario ante todo aclarar que, la Formación Conglomerado Prieto, o facie conglomerádica, es un “ente” litoestratigráfico constituido, no solo por flujos gruesos de conglomerado andesítico, sino por una secuencia alternante de éstos con otros de grano más fino y de menor espesor (Barranca de Rosario Nuevo).

González-torres (1989) describió y midió, con la colaboración de Morán-Zenteno, la secuencia litoestratigráfica que aflora en la localidad-tipo propuesta por Erben para su Formación Rosario. Así, González-Torres hizo las siguientes descripciones para las “unidades” definidas en su secuencia, donde aparecen los flujos conglomerádicos con sus espesores correspondientes:

En la parte basal, “unidad I”, con 5.0 m de espesor: “Conglomerado constituido por clastos de origen volcánico de color verdoso, textura afanítica de composición andesítica, que varían de subredondeados a redondeados; también presenta clastos de cuarzo subordinado. Los diámetros no son mayores a los 10 cm., presenta, además, fragmentos de ignimbritas?; en esta secuencia intercalan lutitas negras carbonosas”.

En la “unidad IV” con 8 m de espesor: “Conglomerado con clastos de origen volcánico semejantes a los anteriores...”

La “unidad V” con 37 m de espesor: “alternancia de secuencias lutíticas y limolíticas carbonosas, con intercalaciones esporádicas de conglomerados con clásticos finos; hacia la cima predomina material conglomerádico con fragmentos de material carbonoso”.

“Unidad VII” con 6 m de espesor: “Secuencias de conglomerados intraformacionales? En las que alternan limonitas”.

“Unidad X” con 8 m de espesor: “Secuencia de lutitas negras que alternan con conglomerados compuestos de clásticos volcánicos. Dentro de las secuencias lutíticas aparecen pequeños lentes de carbón”

“Unidad XI” (la cual el presente autor considera el inicio basal de la facie conglomerádica) con 45.0 m de espesor: “Secuencia de conglomerados constituidos de clásticos de origen volcánico, similares a los anteriores, en estratos de aproximadamente 80 cm. de espesor, que se intercalan con secuencias con fragmentos de ignimbritas color rosado”.

En la parte superior, y como último intervalo lito estratigráfico de la facie conglomerádica (según el presente autor), está la “Unidad XII”, con 22.0 m de espesor: “Secuencia de lutitas de color amarillo”. Y en la parte superior, se inicia el paso gradual a la unidad litoestratigráfica sobreyacente que es el Conglomerado? Cualac.

Entonces, como se observa, sólo Erben (1956 a, b) y González-Torres (1989) describieron (sin definirla) a la facie conglomerádica, ambos para el área de Tezoatlán. Esto puede deberse, en parte, a que hacia el Sur, en el área de El Consuelo, el depósito de los flujos conglomerádicos fue en menor cantidad. Esto lo apoya el hecho de que, en ésta área, la facie fina-carbonosa tiene mayor espesor, expresándonos condiciones de mayor profundidad en la cuenca de depósito; entonces, el área de El Consuelo sería la parte más alejada de la fuente de aporte de los clastos andesíticos.

Barranca de Rosario Nuevo (sección-paratipo). En esta localidad se desarrolló el muestreo para el estudio palinoestratigráfico, abarcando a los intervalos correspondiente a la facie conglomerádica y al Conglomerado? Cualac.

Con respecto a la secuencia litoestratigráfica aflorante en esta barranca, se observó, en la mayor parte de ella, que entre los flujos de conglomerado se presentan dos capas de areniscas conglomerádicas, una inferior y otra superior que “empaquetan” a una lutita carbonosa en medio, es decir, que la secuencia es cíclica: conglomerado-arenisca conglomerádica-lutita carbonosa-arenisca conglomerádica-conglomerado. En sentido

ascendente estratigráficamente, las capas de lutita aparecen con mayor frecuencia con una disminución correspondiente en el espesor de los flujos conglomerádicos. Estos están limitados verticalmente por una capa de arenisca conglomerádica, semicompacta con color verde olivo, que es del mismo material que constituye la matriz del flujo conglomerádico, así como por limolitas y lutitas, y delgados intervalos carbonosos que presentan, a veces, impresiones de frondas de paleo vegetales. Las capas con impresiones fueron muestreadas para efectuar el estudio palinológico (Plano 3).

En realidad, sedimentológicamente, se puede expresar dicha frecuencia cíclica como una serie de ciclos de depósito, donde cada uno está constituido, en su base, por un flujo conglomerádico, y en su cima por una capa de lutita carbonosa. Lo anterior representa dos condiciones de energía, donde las lutitas y las limolitas corresponden a una etapa de quietud tectónica.

De la estación E-65 a la E-46 (Plano 3) que abarca a la secuencia total de la facie conglomerádica, en la Barranca de Rosario Nuevo, se midieron 17 ciclos de depósitos Fluviales. El recorrido de la sección palinoestratigráfica se inicia en el Arroyo de Rosario Nuevo, en la localidad denominada El Loro, estación E-66, donde termina, por falla, el afloramiento del basamento ígneo correspondiente a la Unidad Diquiyu.

A 41.60 m de la estación E-66 se encuentra la E-65, donde se inicia la secuencia litoestratigráfica que representa a la facie conglomerádica (o formación Conglomerado Prieto, enmend Jiménez R. 2004) cuya descripción litológica es la siguiente:

En esta estación (E-65) se observó un flujo grueso de conglomerado (1.5-2.0 m de espesor) con guijarros de 10 a 20 cm. de “diámetro”. Aquí predomina el tipo andesítico. Los guijarros presentan, en general, una forma elipsoidal, subredondeados; su relación con la matriz es de tipo “sostenido”. Esta condición va variando hacia arriba estratigráficamente, hasta que en la estación E-55, los guijarros se presentan “soportados” por una matriz arenosa más abundante. Es decir, la relación matriz-guijarro es variable de la base a la cima de la secuencia: de guijarros “sostenidos” a guijarros “soportados”. Esto nos expresa un decremento de la energía en el transporte y, por tanto, la capacidad de selección del material detrítico en el momento del depósito.

También en esta estación y en la superficie inferior expuesta del plano de estratificación del primer flujo conglomerádico se observaron estrías de rozamiento, los cuales son una prueba

de la existencia de un plano de falla estructural, el cual puso en contacto a la base de este flujo conglomerádico con la unidad subyacente Diquiyu. El rumbo y echado es de NW72°SE37°NE.

De la estación E-65 a la E-62 y parte del intervalo E-62-E-61, las características estratigráficas son muy semejantes: flujos conglomerádicos gruesos con capas delgadas (5-10 cm. de espesor), las cuales al ser erosionadas más fácilmente que los flujos, quedan atrapadas en el fondo, quedando inaccesibles para su muestreo.

Entre las estaciones E-62 y E-61 se colectó la primera muestra para su estudio palinológico (MP-15) Aquí, el flujo conglomerádico basal del ciclo de depósito presenta un contenido denso (apretujado) de guijarros, quedando poco espacio para la matriz. Esta está constituida por un material arenoso de coloración gris clara (arenisca conglomerádica). Su porcentaje aproximado es de 15%. En los guijarros predomina la forma subredondeada a redondeada. Predominan los guijarros de tipo andesítico sobre los de cuarzo y de esquistos. Aquí, el flujo conglomerádico, en forma aparente es masivo, pero en algunos lugares presenta agrupaciones de guijarros con cierta inclinación (imbricación). También se observaron algunas fracturas llenas de calcita y minerales de óxido de hierro.

Esto se prosigue hasta un punto intermedio situado entre las estaciones E-60 y E-59. A 5.0 m después de la E-60 aflora una secuencia constituida por capas de arenisca fina carbonosa de 15 cm. de espesor, la cual a su vez está dividida en laminillas de 3 mm de espesor. Está entre dos capas de arenisca conglomerádica, con coloración verde olivo claro. Estas areniscas conglomerádicas contienen capas muy delgadas de material carbonoso (de 1 a 2 mm de espesor) compuesto por hojas de paleo vegetales. Aquí, las capas de areniscas conglomerádicas muestran un espesor variable (lentes?).

Esta estrecha secuencia tiene un espesor total de 45.0 cm. Interestratificados con estas micro secuencias, se presentan flujos de conglomerados que varían desde 15 cm. (el inferior) a 2.0 m (el superior)

En estas capas carbonosas se colectaron tres muestras para su estudio palinológico; de la capa inferior a la superior: MP-116. lutita carbonosa de 5 cm. de espesor; MP-16 A. lutita carbonosa de 10 cm. de espesor; MP-16 B. lutita carbonosa de 15 cm. de espesor.

Todas están “empaquetadas” entre dos capas de arenisca conglomerádica. EL rumbo y echado es de NW68°SE45°NE. En las estaciones E-59, E-58, E-57 y E-56 no aflora en

forma clara la secuencia, lo que se presenta hasta la estación E-55. En estas estaciones, el cauce del Arroyo de Rosario Nuevo cambia bruscamente de dirección, a rumbo de los flujos conglomerádicos, debido a un fallamiento secundario paralelo a la falla principal que pasa entre las estaciones E-47 y E-48 y que separa a las formaciones Conglomerado Prieto y Conglomerado? Cualac.

En la estación E-55 se observó un flujo conglomerádico con espesor variable entre 15 y 30 cm., donde su plano superior de estratificación está al descubierto. Este presenta fracturas de tensión, cuyas direcciones forman romboides con ángulos interiores de 60° y de 120°. Dichas fracturas están relacionadas con los esfuerzos que dieron origen al fallamiento citado. A este flujo le subyace una arenisca conglomerádica con coloración gris clara, con guijarros subredondeados de 1.0 a 1.5cm de “diámetro”; a la matriz la constituyen (85%, aproximadamente) granos de arena con tamaños menores a 1.0 cm. Su superficie presenta pequeñas manchas de material carbonoso (2cm a 1mm), esta capa tiene un espesor variable de 20 a 30cm. El rumbo y echado es de NW55°SE37°NE.

Como ya se habrá notado, desde la estación E-60 ya los flujos de conglomerado presentan poco espesor (15cm) y las areniscas conglomerádicas lo han aumentado.

En la estación E-54 no hay afloramiento claro. En la E-53, se observaron flujos conglomerádicos cortados por una falla, observándose en el plano de ésta, clastos partidos a la mitad, exponiendo cada uno una superficie tersa. También los fragmentos de cuarzo contenidos entre los clastos, están rotos; éstos son angulosos y de pequeño tamaño (6 cm. a 3 mm).

De la estación E-52 a la E-50 los flujos conglomerádicos sólo presentan su superficie superior de estratificación, por lo cual, no es observable su secuencia.

En la estación E-46, se observó, en el flujo conglomerádico, un aumento sensible del porcentaje de fragmentos de cuarzo. El tamaño de los guijarros ha disminuido (de 13 a 14 cm.). A 9.72 m de la estación E-47 (hacia la E-48) se presenta un contacto por falla, entre este flujo conglomerádico y material cuarzoso del Conglomerado? Cualac. La traza de este plano de falla tiene un rumbo NW82°SE.

Es importante hacer notar que en la estación E-47, el flujo conglomerádico que está contacto por falla con material cuarzoso del Conglomerado? Cualac, presenta guijarros con un tamaño mayor anormal que en toda la secuencia conglomerádica (48 cm., 45 cm., 35

cm. y 30 cm.) La forma de estos “cantos rodados “ (para diámetros mayores a 25.6 cm., según la escala de Wentworth) es variable: de subesférica (elipsoidal) hasta subangulosa; la matriz es arenosa, de color morado, compuesta del mismo material volcánico. Algunos de los cantos rodados de mayor tamaño, presentan texturas diferentes (porfiríticas con cristales color rosado; afanítica color gris claro); también aquí se observaron vetas de calcita que atraviesan el flujo conglomerádico.

El espesor, que el presente autor midió para esta secuencia, es de 114 m, medida desde la estación E-65 hasta el contacto por falla con el Conglomerado? Cualac (Plano 3).

Sección Rancho Juárez (sección-tipo). Se propone como sección-tipo la localidad de Rancho Juárez, donde aflora casi toda la secuencia que forma el Grupo Consuelo (sensu Jiménez R. 2004), esto es, la facie fina-carbonosa en la parte inferior-lateral y la conglomerádica en la superior-lateral.

Aunque no aflora el contacto inferior de este Grupo, se puede inferir su nivel estratigráfico de contacto con la unidad subyacente Diquiyu, en un punto más o menos intermedio de una línea recta imaginaria entre las poblaciones Rancho Juárez y Rosario Nuevo, y en el margen sur del Arroyo de Rosario Nuevo, donde se observaron “cantos rodados” (boulders) de andesita, incluidos en un flujo conglomerádico de aproximadamente 1.5 m de espesor. Aproximadamente a 30 m más hacia el suroeste, aflora la unidad Diquiyu, lo que hace pensar al presenta autor, que el contacto debe estar en ése intervalo.

En la Columna 4, el límite basal de la facie conglomerádica, fue delimitada con base en los atributos lito estratigráficos de la secuencia. Así, según el presente autor, ésta se inicia en la estación E-12 (columna 4).

Lo más notorio de la secuencia de la facie conglomerádica que aflora en esta punto de la ladera sur del Cerro Encinar de Castro, son los flujos de conglomerado, los cuales, por su resistencia más alta a la erosión, sobresalen, en relación con las partes de detritos más finos, y se presenta esta facie como una serie de “franjas gruesas” con coloración gris oscuro que se extienden en forma aproximadamente horizontal a lo largo de esta ladera. Hay varios intervalos donde las amplias secuencias de areniscas, lutitas carbonosas y limolitas están ocultas por el material de derrubio que baja de las partes altas. Estas rocas están intercaladas entre los 7 flujos conglomerádicos, contados por el presente autor. Esto se puede observar claramente, en el plano 9 donde la facie conglomerádica va variando en su

geometría desde al Oriente al Occidente de la ladera de este cerro mencionado y donde la cantidad de los flujos disminuye de 17 a 7; éstos se van haciendo más “abiertos” mientras que las capas de la facie fina-carbonosa van aumentando en espesor. Esto nos demuestra la dirección probable de las paleo corrientes que arrastraban el detrito grueso hacia el occidente y donde gradualmente éstas iban perdiendo su fuerza de arrastre y, por tanto, su capacidad de selección.

En la estación E-12 se observó una secuencia alternante de 40 cm. de espesor, de capas de lutitas carbonosas, lentes de areniscas y de carbón. Esta subyace a un flujo conglomerádico grueso (1.5 a 2.0m). Aquí, los clastos varían de tamaño (15 a 25cm) (denominados guijarros o cobbles según la clasificación de Wentworth), éstos se presentan subredondeados (con forma elipsoidal), predominan las guijas de composición andesítica y se presentan casi en estado “soportado” ocupando la matriz un porcentaje alto. En la estación E-13 no hay afloramiento claro.

Entre las estaciones E-14 y E-15, se observó una estrecha secuencia de lutitas fusiles, de aspecto apizarrado de coloración rojiza como producto del intemperismo; en superficie reciente presenta una coloración gris clara. En sus planos de fractura (coincidentes con los de la estratificación) se observaron impresiones de frondas pequeñas pero nítidas de paleo vegetales. Le subyace un flujo conglomerádico de aproximadamente 1.0 m de espesor.

En las estaciones E-15, E-16 y E-17, la secuencia esta oculta por los derrubios, solo sobresalen los flujos conglomerádicos.

A 24.4 m de la estación E-17, está el contacto entre un flujo conglomerádico y el material cuarzo del Conglomerado? Cualac.

En esta última estación y, en el corte del camino, se observó en el flujo conglomerádico, el cual presenta una coloración rojiza amarillenta, clastos con redondez variable de subredondeados a subangulosos (de forma elipsoidal). El tamaño de los clastos, también, es muy variable: 17cm, 8cm, 7cm y 3cm (según la clasificación de Wentworth, cae en las de guijas o “pebbles” y guijarros o “coboles”), entre ellos se presentan también fragmentos angulosos de cuarzo, cuyo tamaño varía de 8 cm. a 4 mm. Todo este conjunto esta “soportado” por una matriz de arenisca conglomerádica.

Aproximadamente a 250 m del entronque del camino de Rancho Juárez con el que une a las poblaciones San Andrés Yutatío y Rosario Nuevo, se observó un contacto erosional entre la

facie conglomerádica subyacente y el Conglomerado? Cualac, sobreyacente, donde este último se encuentra llenando un canal, producido en un flujo conglomerádico del Conglomerado Prieto. El espesor medido para la facie conglomerádica es de 99 m.

Espesores. Con respecto a las medidas de los espesores obtenidos por los diferentes investigadores que han desarrollado secciones en la facie conglomerádica, estas son muy variables. En la de Wieland y Bonillas (1914-1916), hacia el Sur del área estudiada, en la de El Consuelo, el presente autor determinó 344.1 m para esta facie.

Para la presentada por Erben (1956), 373.6, en la misma área anterior; 67 m para la medida por González Torres y Morán Zenteno (1989), en la localidad-tipo propuesta por Erben (1956), y, por último, 99 m en la de Rancho Juárez y 114.3 m en la de la Barranca de Rosario Nuevo, estas dos últimas medidas por el presente autor. Hay que aclarar que los espesores registrados aquí por los otros autores están dentro de los intervalos lito estratigráficos que el presente autor delimitó con base en los datos petrológicos que cada autor aportó en su respectivo trabajo.

Con respecto a los espesores medidos por Wieland y Bonillas y por Erben (1956), el presente autor aduce, como ya lo indicó Erben (1956) que esta sección debe estar afectada por fallas, causando una repetición de estratos en la secuencia. Su espesor debe ser menor; esto se fundamenta en que todas las secciones observadas, la que presenta una secuencia casi normal es la que aflora en la ladera sur del Cerro Encinar de Castro, donde el espesor medido varía de 67 a 99 m. El espesor de la facie conglomerádica que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo, no es real, este intervalo lito estratigráfico está afectado por tres fallas

Conclusión: según el Código Estratigráfico Internacional, una formación debe: Tener una composición litológica definida o distintiva en su secuencia, ya sea por ínter estratificación o por ínter gradación granulométrica; con base en el punto anterior, debe ser identificable, para ser separada de las unidades litológicas subyacente e infrayacente; su área de exposición debe ser lo suficientemente representativa a la escala 1:500, 000 (Artículo 9).

Veamos si estos puntos se cumplen para la secuencia conglomerádica propuesta en el presente trabajo, para elevarla a la categoría de Formación

Para el segundo punto, a parte de su litología distintiva, el carácter de su secuencia rítmica en ciclos de depósito fluvial, así como en la geometría que presenta, puede ser fácilmente

separable de la que la subyace: Formación Rosario (sensu Jiménez R. 2004) o facie finacarbonosa, o la sobreyace: Conglomerado? Cualac, de composición cuarcítica y textura brechoide.

Para el tercer punto, tenemos que ver, qué área de exposición ocuparía en un plano con escala 1:500,000. Tomando el espesor más común de 99 m, la facie conglomerádica ocuparía una franja de 0.0198 cm., es decir 0.198 mm, lo que no la hace adecuada para ser representada a dicha escala.

Sin embargo, si se observa el plano 7-A, presentado por Alencáster (1963) a una escala de 1:37037, sí queda bien representada la facie conglomerádica (franja angosta en la parte noreste del Anticlinorio de Diquiyu). Con base en esto, y siendo que esta unidad sí cumple con los dos puntos, se propone, en el presente trabajo que la secuencia conglomerádica que aflora en las áreas de Tezoatlan y El Consuelo, sea definida con el rango de FORMACIÓN denominándola FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

Relaciones estratigráficas. La facie conglomerádica o Formación Conglomerado Prieto (enmend Jiménez R., 2004) en su parte basal y lateral, pasa gradualmente a la facie finacarbonosa (Formación Rosario sensu Jiménez R. 2004). Los flujos del conglomerado andesítico, en forma general, van gradualmente disminuyendo, tanto en espesor, como en longitud (acuniándose al final), como en su frecuencia de aparición. Esto se puede observar sobre la ladera sur del Cerro Encinar de Castro, desde el Cerro El Lucero, en la localidad propuesta como tipo.

En la parte superior, el contacto con la unidad que lo sobreyace (Conglomerado? Cualac), es de diferentes tipos: En la Barranca de Rosario Nuevo, el contacto es por falla; en la localidad-tipo propuesta en el presente trabajo, se observaron dos tipos de contacto: uno como “corte y relleno” y el otro como una discordancia angular (12°). Sin embargo en la localidad-tipo propuesta por Erben, el paso es gradual entre estas dos unidades litoestratigráficas, tal como lo indicó González Torres (1989). Hacia la parte Oeste del Anticlinorio de Diquiyu, en los cerros El Lucero y La Caja, también se observó un paso gradual entre la facie conglomerádica y el Conglomerado? Cualac.

Conclusión: las relaciones estratigráficas son muy importantes, desde el punto de vista de la geohistoria. Esta nos expresa la secuencia de los eventos geotectónicos.

Así, en nuestro caso, las relaciones estratigráficas de la facie conglomerádica con las unidades litoestratigráficas subyacente y sobreyacente, son diametralmente diferentes. Veamos: con respecto a las relaciones estratigráficas con la unidad litoestratigráfica subyacente, éstas no son solamente en el sentido vertical sino en el lateral y consistente en interdigitaciones, en forma gradual que pasan de la facie conglomerádica (lateral-superior) a la fina-carbonosa (lateral-inferior). Esto nos expresa una relación estrecha entre estas dos facies producidas por un mismo evento geotectónico. Este último puede ser el de distensión de una cuenca sedimentaria (de “rifting”)

En cambio, las relaciones estratigráficas con la unidad sobreyacente, el Conglomerado? Cualac, son graduales, aunque en algunos lugares son por falla o discordantes. Además, hay un cambio drástico en la composición litológica (de andesítica a cuarcítica) y, en general, en todo su carácter petrológico.

Todo esto nos expresa un evento geotectónico muy diferente al ocurrido en la parte inferior. Es muy posible que, el bloque tectónico donde se encontraba emplazada la cuenca sedimentaria, haya sufrido un “basculamiento”, produciéndose un cambio de posición de la fuente de aporte, siendo ahora, una fuente cuarcítica la aportadora.

Entonces, concretizando: el primer evento geotectónico (en la parte inferior) fue de distensión (rifting) y el segundo (en la parte superior) de basculamiento del bloque tectónico, portador de la cuenca sedimentaria. Este fenómeno se manifiesta desde que aparecen fragmentos de cuarzo en la parte superior de la facie conglomerádica.

Edad. El rango geocronológico determinado para el Grupo Consuelo, esta basado en dos tipos de estudios paleontológicos: paleo zoológico y paleobotánico. El primero se refiere a la edad relativa dada a la Formación Taberna, con base en la presencia de invertebrados (Moluscos: Alencáster, 1963; Moluscos: Avecilla, 1973; y Amonitas: Sandoval y Westermann, 1987).

El segundo se basó en los conjuntos de paleo vegetales estudiados por los paleobotánicos ya mencionados. Así, se determinó, para el Grupo Consuelo el rango geocronológico TRIASICO TARDIO-TOARCiano. Ahora, como parte del Grupo Consuelo, veremos la posición geocronológica que ocupa la facie conglomerádica.

Hasta el presente trabajo, en la facie conglomerádica, no se han encontrado fósiles de vertebrados ni de invertebrados. Sin embargo, como ya se indicó anteriormente (en el

subcapítulo de la Edad de la facie fina-carbonosa) toda la secuencia litoestratigráfica del Grupo Consuelo, contiene, en diversos niveles estratigráficos, una alta abundancia de material vegetal, siendo de particular importancia, por su abundancia y su buena conservación, las impresiones de frondas de paleo vegetales.

También, como ya se mencionó (página 70 del presente trabajo) con base en el conjunto de paleo vegetales estudiado por Wieland (38 taxa), el presente autor, elaboró la columna bioestratigráfica (Tabla 9) para ver su distribución a través de la secuencia litoestratigráfica del Grupo Consuelo. Como resultado, se obtuvo un límite bioestratigráfico entre los intervalos 6 y 7 (columna 5), es decir, precisamente donde el presente autor definió el límite entre las facies fina-carbonosa y la conglomerádica, con base en los atributos petrológicos aportados por Wieland y Bonillas (1914-1916).

Así, como ya se citó en el inciso de la edad de la facie fina-carbonosa, para esta facie, tres taxa de paleo vegetales están restringidos sólo a ella en un intervalo lito estratigráfico de 137.5 m de espesor.

Taxón de paleovegetal rangos geocronológicos dados por

Maldonado Köerdell (MK) y por Silva

Pineda (SP)

1) *Andriania* sp. = *Leccopteris*

= *Phlebopteris* -----TRIASICO TARDIO-CRETACICO (S P)

2) *Andriania* aff. *A. barathina* ----- -RHETICO-LIASICO (MK)

3) *Williamsonia nathorstii* -----RHETICO-LIASICO (MK)

4) *Alephopteris oaxacensis* ----- TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO TEMPRANO

De los rangos concurrentes dados para los cuatro taxa de paleovegetales, se observa que, el rango geocronológico concurrente es: Rhético-Liásico.

Para el intervalo lito estratigráfico correspondiente a la facie conglomerádica (Tabla 9) (con 344.1 m de espesor), 15 taxa están restringidos a su intervalo y son los siguientes:

Taxón de paleovegetal rangos geocronológicos dados por Maldonado

Köerdell (MK) y silva pineda (SP)

8) *Otozamites mandelslohi* ----- JURASICO (SP)

- 10) Trigonocarpus oaxacensis ----- RHETICO-LIASICO (MK)
- 16) Ptilophyllum (Williamsonia) pecten ---- (NO INDICADO)
- 17) Williamsonia pecten----- (NO INDICADO)
- 18) Phoenipcosis sp. -----PERMICO-LIASICO (MK)
- 20) Macrotaeniopteris cf. M danaeoides -----RHETICO.LIASICO (MK)
- 21) Macrotaeniopteris tonkinensis -----RHETICO-LIASICO (MK)
- 25) Otozamites cardiopteroides -----JURASICO (SP)
- 26) Williamsonia cuauhtemoci ----- RHETICO-LIASICO (MK)
- 30) Dicksonia bindrabunensis -----JURASICO (SP)
- 31) Weltrichia mexicana ----- (NO INDICADO)
- 33) Ptilophyllum acutifolium minor -----JURASICO (SP)
- 34) Williamsonia ipalnemoani -----RHETICO-LIASICO (MK)
- 36) Williamsonia tecatzoncatl-----RHETICO-LIASICO (MK)
- 37) Williamsonia tlazoteotl-----RHETICO-LIASICO (MK)

Como se puede observar en la lista anterior, hay tres taxa cuyo alcance geocronológico se desconoce; aunque Ptilophyllum (williamsonia) pecten y Williamsonia pecten se consideran sinónimos, por lo tanto, sólo serían dos los taxa con rango geocronológico desconocido, ya que, ninguno de los paleobotánicos lo mencionan, lo cual hace la situación incierta. En cuanto al resto del conjunto de paleo vegetales, por observación de la lista de los alcances geocronológicos, se concluye que el rango concurrente es la Época Liásica. Ahora bien, como el intervalo inferior contiene fósiles de paleo vegetales cuyo alcance se inicia en el Rhético, puede, tentativamente considerarse como la edad inferior para todo el Grupo Consuelo. Ahora, tomando en cuenta que, el rango geocronológico para el Grupo Consuelo, limitado en la parte superior hasta la edad Toarciana y que la Formación Conglomerado Prieto constituye la parte lateral de la formación Rosario, se concluye que la Edad para la Formación Conglomerado Prieto puede ser Pliensbachiana-Toarciana.

Hay que aclarar que este rango geocronológico dilucidado, no puede ser definitivo, ya que faltaría conocer los alcances geocronológicos desconocidos de los tres taxas mencionados, los cuales podrían modificar el rango geocronológico concluido.

Aunque, de acuerdo a las observaciones de campo, se determinó que la facies fina-carbonosa y conglomerádica se encuentran ínter digitadas, no se sabe la forma precisa de su relación a través de toda su secuencia. Lo que sí se puede asegurar es que, ambas están ínter digitadas siendo sincrónicas. Por lo tanto, se concluye que la Edad para la facie conglomerádica es Hetangiense-Toarciense, con la posibilidad de que su parte inferior pueda ser Pliensbachiense

Medio de depósito. La facies conglomerádica fue definida como tal, con base en los atributos petrológicos de su secuencia. Por esto, pudo ser bien definida y separada de otras (facies fina-carbonosa en la parte lateral y la brecha cuarzosa denominada Conglomerdo? Cualac, en la parte superior).

Según Selley (1970: p.2) “Como regla general, la diagnosis de un medio sedimentario debe basarse en una evaluación crítica de todas las líneas de evidencias”. Por esto, para definir el medio de depósito en que se llevó a cabo la facie conglomerádica, se analizarán los cinco parámetros que definen a una facie (Selley, 1970: p.8): geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleo corrientes y fósiles.

Geometría. La geometría de una facie sedimentaria puede determinarse fácilmente donde aflora y está bien expuesta (Selley, 1979: p. 9). La facie del conglomerado Prieto puede observarse perfectamente en su afloramiento sobre la ladera sur del Cerro Encinar de Castro (Plano 9), donde se observa que su geometría consiste en una serie de “lengüetas” de aproximadamente 2.5 Km. de largo por 800m de espesor, las cuales hacia el oriente se unen para dar origen a un cuerpo casi masivo donde los flujos están delimitados por delgados espesores de materiales finos (areniscas y limolitas) (Barranca de Rosario Nuevo). Aquí se contaron 7 ciclos de depósito de flujos conglomerádicos, los cuales se adelgazan hacia el oeste, ínter digitándose gradualmente y lateralmente (Plano 9) con la facie fina-carbonosa.

Así, (con base en Selley, 1970) por su geometría, esta facie pudo haberse depositado, tanto en un medio deltaico, como en uno de costa clástica lineal.

Sin embargo, “...una sección vertical de un delta muestra una facie marina de grano fino que pasa verticalmente a través de limos a arenas de canal de agua dulce en el techo. En planta, los canales deben mostrar una distribución de cordones radiales encajados en arcillas y carbones de agua dulce. También podemos encontrar carbones a techo de los canales” (selley, 1970: p.84).

Para la facie del Conglomerado Prieto, no se observaron estas características. Tanto en planta como en sección vertical, la geometría de un delta (Selley, 1970: p: 83) no es la que presenta esta facie conglomerádica. Por lo tanto, se desecha este modelo de medio de depósito.

Con respecto al medio de depósito en una costa clásica, Selley indica que éste presenta cuatro medios sedimentarios principales: llanura costera, complejo laguna-llanura de mareas (lagoon-tidal), islas-barrera y plataforma marina. Veamos: este mismo autor indica que: “En la llanura costera, se depositan aluviones similares a los de los ríos meandriiformes o ríos con cauces entrelazados. Como la llanura costera tiene una pendiente muy suave, los aluviones serán del tipo meandriiformes. Los sedimentos finos de llanura de inundación dominarán sobre las arenas de granulometría decreciente de canales”.

Hay un aspecto importante que indicar. Selley (1970. p.108) presenta el caso de una unidad litoestratigráfica, depositada en la primera facie de una costa clásica lineal, en donde, indica que: “Un prisma clástico adelgazado hacia el Este, se depositó en un brazo de mar cretácico...”, “El progresivo adelgazamiento de esta secuencia hacia el este se acompaña de una progresiva disminución en el tamaño del grano: los conglomerados gruesos derivados de las Montañas Rocallosas en vía de formación pasan a través de areniscas y pizarras”.

Además menciona que: “Esta facies es, predominantemente conglomerádica en el oeste, con cantidades menores de areniscas gruesas mal clasificadas y limolitas. Se encuentra lavas y cenizas intercaladas, y las areniscas y conglomerados están compuestos de detritos volcánicos”.

La geometría que presenta este autor, en este ejemplo lito estratigráfico, es muy semejante a la presentada por la facie conglomerádica: “Geométricamente, esta facie está formada por una cuña de unos 300 m de espesor en el oeste, que se divide en una serie de lenguas que se adelgazan hacia el este....” (Selley, 1970: p.110).

Entonces, por la geometría que presenta la facie conglomerádica, para el presente autor, el modelo de medio de depósito que más se asemeja es el de la subfacie de llanura costera con ríos meandriiformes. Sin embargo, veamos los demás parámetros de diagnosis para fundamentar o desechar este modelo.

Litología. Ya vimos que el carácter que define a la facie conglomerádica es el predominio de flujos conglomerádicos, separados por capas de areniscas conglomerádicas, lutitas y limolitas carbonosas ínter estratificadas.

Otro rasgo característico de esta unidad litoestratigráfica es la ciclicidad presentada (17 ciclos de depósito) caracterizados por un decremento del tamaño del grano. Desde un flujo conglomerádico, pasando verticalmente hacia arriba por una arenisca conglomerádica, hasta llegar a una lutita o limolita carbonosa, donde termina el ciclo, en la barranca de Rosario Nuevo.

Así, por su litología puede pertenecer a los modelos de ríos meandriformes, ríos con cauces entrelazados o de llanura costera.

Sin embargo, con respecto a los ríos de cauces entrelazados, Selley (1970: p.30) menciona que: "...los aluviones de ríos de cauces entrelazados están compuestos de depósitos de canal de arenas y cantos, sin los de grano fino (arcillas y limos) de llanura de inundación. Debido al repetido cambio de canales y a la descarga fluctuante no hay secuencias cíclicas de gran extensión lateral, similares a las producidas por canales meandriformes". El subrayado es del presente autor.

Esta aseveración que indica Selley, así como la ausencia de canales de ríos con cauces entrelazados en la facie conglomerádica, nos lleva a pensar, que en este modelo de depósito no se formó la facie conglomerádica. Puede decirse que la secuencia de depósito por ríos de cauces entrelazados es caótico y muy variable en dirección y en la naturaleza de depósito; en cambio, la facie conglomerádica tiene un carácter de depósito más "ordenado" con una ciclicidad rígida en casi toda su secuencia vertical (Plano 9).

Hay que mencionar que el carácter litológico, no es un parámetro capaz de definirnos un medio de depósito en particular, para esto necesitamos conocer sus relaciones de espacio. Veamos el siguiente parámetro.

Estructuras sedimentarias. Las más notorias son los flujos conglomerádicos variables tanto en su espesor (desde 15 cm., 40 cm., hasta 2.5 m) como en su longitud.

En algunos niveles estratigráficos de la secuencia que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo, se observó, dentro de ellos una "imbricación".

Erben (1956 a) al hacer la descripción litológica de la columna desarrollada por Burckhardt (1930) en el Arroyo El Consuelo, indica la presencia de estructuras de "corte y relleno"

(flow and pluge) en dos niveles lito estratigráficos. En el de 68.3 m de espesor y en el de 140.1 m de espesor. También indicó la presencia de “areniscas con crucero” (estratificación cruzada) en los intervalos de 45.5m; en el de 18.6m; en el de 21.1 m y en el de 140.1 m (columna 2).

La baja presencia de las estructuras de “corte y relleno” (dos en toda la secuencia, según Erben, 19556 a) en toda la secuencia de la facie conglomerádica, nos hace pensar que el medio acuoso no era tan somero, ya que sólo en dos ocasiones su fondo de depósito se expuso a la erosión, donde una nueva corriente excavó un cauce para luego llenarlo de material detrítico.

Las areniscas con estratificación cruzada se depositaron en un medio de alta energía por corrientes tractivas rápidas (Selley, 1970:p. 112).

Fósiles. La ausencia de fósiles animales, tanto de vertebrados como de invertebrados, en los flujos de conglomerado, así como de paleo vegetales, nos indica la alta energía de arrastre de las corrientes tractivas, destruyendo todo vestigio de los futuros fósiles.

Sin embargo, en las “pulsaciones” de estabilidad tectónica, es decir, en las capas de lutitas y limolitas carbonosas, en sus planos de laminación, se presentan, en la mayoría de los niveles estratigráficos, una alta abundancia de impresiones de frondas de paleo vegetales, con una notable nitidez de sus rasgos morfológicos. Esto nos expresa dos cosas: primero, que la influencia continental fue predominante y, segunda que el depósito de la facie conglomerádica fue controlada por los factores sedimentológicos y tectónicos.

Modelo paleogeográfico de la facie conglomerádica.

En las figuras 5 y 5-A se presentan esquemas en sección y planta, respectivamente, que representan una interpretación de las condiciones paleogeográficas y de depósito en que se llevó a cabo el aporte, transporte y depósito de la facie conglomerádica, así como a sus fuentes de aporte detrítico.

El conocimiento de los cinco parámetros que definen a una facie sedimentaria, así como las observaciones de campo, nos ha permitido soslayar, las condiciones paleogeográfica de aporte y depósito de la facie conglomerádica o Formación Conglomerado Prieto.

La formación de una fosa tectónica (“graben”) delimitada por dos fallas principales, afectaron al Complejo Acatlán, el cual quedó expuesto a la erosión en las partes altas de la

región (“pilares”). Aproximadamente en las partes medias de la fosa hundida y a través de dos fallas secundarias, se inició la emergencia de material magmático de composición variable (andesitas, basaltos, riolitas y piroclásticos (González- Torres, 1989: p. 41), predominando la andesita. Por la alta dureza de la andesita y por el grado de redondeamiento que presentan los guijarros que constituyen a la facie conglomerádica, se supone un largo trayecto de transporte del material andesítico. Por esto, se supone también la existencia de un primer cuerpo ígneo extrusivo, predominantemente andesítico hacia el extremo sur del “graben”, el cual inició el aporte del material detrítico andesítico. Este material fue transportado por potentes corrientes fluviales que fluían paralelamente a un cuerpo central, aportador del material detrítico.

La parte, tectónicamente más dinámica, se encontraba en la parte central (Figura 5) del “graben”, donde periódicamente, se realizaban erupciones magmáticas, las cuales arrastraban e incluían en sus derrames, material gravoso, que ya había sido transportado y depositado por las corrientes fluviales (localidades: El Loro, arroyos del Pachón y del Mono, al sur inmediato de Rosario Nuevo). En las partes laterales y más allá de la fosa tectónica (“pilares”), existía una mayor estabilidad tectónica, lo cual producía un bajo y lento aporte del material detrítico cuarzoso proveniente del Complejo Acatlán (ausencia o baja presencia de fragmentos de cuarzo en la parte inferior de la facie conglomerádica).

También, lateralmente al cuerpo ígneo extrusivo, (que se desarrolló a lo largo de la fosa tectónica) se desarrollaron sistemas fluviales, que aportaban material detrítico andesítico a las áreas aledañas, cercanas relativamente a dicho cuerpo. Se supone que las primeras emanaciones del magma básico, se sucedieron hacia el sur de la fosa tectónica, posteriormente fueron emergiendo hacia la parte norte.

Como posteriormente veremos (en el capítulo de los resultados de la aplicación del Método Palinoestratigráfico) en la facie conglomerádica (Barraca de Rosario Nuevo) se detectó la presencia de influencia marina, lo que nos hace pensar que, más allá del extremo norte de la fosa tectónica se encontraba un cuerpo de agua marina, el cual probablemente producía un medio estuarino en este extremo.

Las dos características sobresalientes de la facie conglomerádica: el predominio de flujos conglomerádicos y la ciclicidad casi persistente en todas su secuencia, nos expresa que esta unidad fue caracterizada por dos factores geológicos: el sedimentológico y el tectónico.

Dentro del primero, el aspecto más importante fue su medio de depósito, siendo éste eminentemente fluvial, con corrientes meándricas en llanuras costeras y con “ligeras” incursiones marinas. Del segundo, la inestabilidad tectónica, es decir, movimientos periódicos de hundimientos y, al mismo tiempo emanaciones de material ígneo, produciendo un rejuvenecimiento del área de aporte que produjeron los ciclos de depósito, expresado por el decremento granulométrico de los sedimentos en la vertical.

Entonces, como conclusión, diremos que el medio de depósito de la facie conglomerádica fue de LLANURA COSTERA CON RÍOS MEANDRIFORMES CON “LIGERAS INCURSIONES MARINAS”.

GRUPO TECOCOYUNCA

Definición

Burckhardt (1927), describió por primera vez los estratos del Jurásico Medio en los alrededores del poblado de Tecocoyunca al NE del Estado de Guerrero. Posteriormente Jenny (1933) los subdividió en dos partes: Unidad Inferior y Unidad Superior. Después J. Guzmán (1950), las denominó Capas Tecocoyunca y también los separó igual que Jenny; finalmente Revén (1956 b, p.25), les dio el rango de Grupo, y definió dentro de éste a cinco formaciones, las cuales son, en sentido estratigráficamente ascendente: Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti.

Sin embargo, autores más recientes han indicado algunas dificultades para poder diferenciarlas en el campo: Carrasco-Ramírez (1981), al estudiar el Grupo Tecocoyunca en el área de Tlaxiaco (hacia al sur del área estudiada en el presente trabajo), indicó lo siguiente: “El examen de ambas formaciones, denota considerable parecido litológico que, aunado a la relación transicional que las asocia, dificulta enormemente su reconocimiento preciso fuera del área tipo...”, “...en estas condiciones ha sido imposible reconocer objetivamente estas unidades, en la parte de la secuencia jurásica de Tlaxiaco, donde con más probabilidad podrían estar. En consecuencia se decidió considerar a esta parte de ella, como representada conjuntamente por las dos formaciones Zorrillo-Taberna, sin discriminarlas cartográficamente”.

González-torres (1989), al estudiar el Grupo Tecocoyunca en el área de Tezoatlán, lo dividió en dos subgrupos: Unidad Tecocoyunca Inferior, donde agrupó a las formaciones

Zorrillo, Taberna y Simón; y Unidad Tecocoyunca Superior con las formaciones Otatera y Yucuñuti. Para esto se sustentó en las siguientes consideraciones:

1ª. Con el antecedente de Carrasco-Ramírez (1981), también se refirió a “...la gran semejanza litológica que presentan estas formaciones”.

2ª. Aquí se refiere a la localidad tipo: “Si la localidad tipo del Grupo Tecocoyunca está representada en la Barranca de Tecocoyunca, situada entre Cualac y Huamuxtitlán, Guerrero (noreste del Estado) (Erben, 1956 a: p.26), ¿Porqué el autor realiza la subdivisión y el establecimiento en la región de Tezoatlán, Oaxaca?, además, existen diferencias laterales en dicho grupo en ambas localidades”.

3ª. En esta se refiere a la proposición de que se abandone la nomenclatura definida por Revén (1956), con base en las consideraciones anteriores.

El presente autor no concuerda con González-torres en algunos aspectos de estas consideraciones y propuestas. Después de que se describan a las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón, se darán a conocer las razones del desacuerdo con este autor.

Toarciano-Aaleniano

Grupo: Tecocoyunca (Erbén, 1956 a,b)

Unidad Tecocoyunca Inferior (González-Torres, 1989, enmend. Jiménez-Rentería, 2004)

Formación: Cuarcita de Cualac (J. Guzmán, 1950)

Conglomerado Cualac (Revén, 1956)

Cuarcítica Cualac (Jiménez-Rentería, 2004)

Definición. Birkinbine (1911), quien por primera vez realizó un levantamiento geológico en las regiones de Tezoatlán y El Consuelo, reconoció al Conglomerado? Cualac y, lo denominó “areniscas y conglomerados”(in, González-Torres, 1989, p. 54).

Wieland y Bonillas (1914-1916), aunque no lo reconocieron como tal, lo indican en la descripción que hicieron de su secuencia, aflorante en la Barranca de El Consuelo, al sur del área de Tezoatlán (Plano 7-A) en el arroyo del mismo nombre. En varios niveles lo indican como: “conglomerados y cuarcitas duras...”, ...cuarcitas gruesas y finas...”, y “...capas de cuarcitas gruesas...”. No le dieron ningún nombre al intervalo lito estratigráfico que incluye material cuarzos.

Burckhardt (1930), también en la Barranca de El Consuelo reconoció a este intervalo y lo denominó: “Banc de Conglomerat Quarcitique en Bas”(in González-Torres, 1989: p.54). En 1950 J. Guzmán, por primera vez denominó Cuarcita Cualac a una secuencia de material cuarcítico que aflora en una localidad cerca del poblado de Cualac, en el área noreste del Estado de Guerrero.

Cortés y Obregón (1953, Banco de México), realizaron un estudio neoeconómico de prospección carbonífera en la regiones de Tezoatlán y el Consuelo, y a la secuencia cuarcítica que observaron la denominaron Conglomerado Intermedio.

Erbén (1956 a,b), tanto en el área de El Consuelo (arroyo del mismo nombre) como en la de Tezoatlán, renombra a esta secuencia como Conglomerado Cualac. Hacia el norte, en el área de Ayuquila (noroeste de Huajuapán de León y suroeste de Chila), Ortega-Gutiérrez reconoció una secuencia litoestratigráfica a la que denominó informalmente como Formación Ayuquila. En la parte superior (unos 100 m de espesor, según este autor), aunque no lo reconoció como Conglomerado Cualac, indica la presencia de “..conglomerado fino y arenisca conglomerádica de fragmentos de cuarzo y pegmatita”. Y, hasta el presente trabajo se le ha seguido nombrando como conglomerado Cualac.

En este punto, el presente autor, se permite hacer la siguiente consideración respecto al nombre que se le ha impuesto a esta secuencia lito estratigráfica: según Krumbein y Sloss (1963): “El conglomerado es una roca clástica formada por fragmentos o guijarros redondeados de más de 2 mm de diámetro”. También dicen que: “La brecha se distingue del conglomerado, en que, los fragmentos exhiben distinto grado de angulosidad”. Estos mismos autores adicionan que: “la brecha se distingue del conglomerado por la presencia de una gran proporción de partículas de rocas angulosas”, “La brecha lleva consigo, implicaciones de origen tectónico; los componentes son siempre de origen local y, han sufrido poco o nada de transporte. Lo subrayado es del presente autor.

Desafortunadamente no se tuvo acceso al trabajo de Guzmán (1950), para saber si este autor describió las características texturales de la unidad cuarzosas, y si dichas características definen a un conglomerado o a una brecha.

Para el Código Estratigráfico Internacional: “El nombre de una Formación puede ser el de la localidad donde la unidad lito estratigráfica esté mejor expuesta” (artículo 10). Además dice: “..Se le puede adicionar el elemento petrológico típico en ella”. El presente autor

desea resaltar la importancia que tiene este último término, ya que, éste, nos puede indicar claramente, y en grado general, el origen, el medio de depósito y su historia sedimentológica. Por esto es importante definir si la unidad cuarzosa nominada, hasta antes del presente trabajo como Conglomerado Cualac, es en realidad un conglomerado o una brecha. Por esta razón, el presente autor, al referirse a esta unidad lito estratigráfica, le ha puesto al nombre un signo de interrogación.

Hasta 1989, en el trabajo de González-Torres se le ha denominado como Conglomerado Cualac. Sin embargo, antes (1981), Carrasco-Ramírez hace importantes indicaciones al respecto: “Petrográficamente, la roca es un conglomerado de guijarros y matatenas, El 90 % aproximadamente está constituida por cuarzo de veta y metacuarcita. La forma del cuarzo es angular y su clasificación es mala”. Esto último (subrayado por el presente autor), contradice la primera designación que hace este autor, ya que, según Krumbein y Sloss, así como Huang Walter Ta, no se trata de un conglomerado, sino de una brechas.

Por otro lado, Carrasco-Ramírez también indica que: “Las características mencionadas, permiten establecer algunas diferencias con relación a la descripción que del Conglomerado Cualac se hace en el área tipo y en Tezoatlán. La diferencia principal es la madurez textural relativa del conglomerado en Tezoatlán, que contrasta con la inmadurez que tiene en Tlaxiaco, expresada por la angulosidad de los clastos y la abundancia de mesóstasis limo-arcilloso”.

Entonces, si el presente autor, por lo que observó en el área de Rosario Nuevo, considera que por la angulosidad y textura caótica de los estratos masivos que presenta la secuencia lito estratigráfica que ha sido nominada como Conglomerado Cualac, no lo es, si no una brecha, y si Carrasco-Ramírez considera que en Tezoatlán el Conglomerado Cualac presenta una mayor madurez en Tlaxiaco, entonces allá, con mayor razón debe ser una brecha y no un conglomerado.

Sin embargo, hay que hacer la indicación de que, como la textura de esta unidad lito estratigráfica es muy variable en su secuencia, ya que el presente autor observó, en el área de Rosario Nuevo, tanto estratos masivos de brecha cuarcítica (Barranca de Rosario Nuevo, parte media de la unidad cuarcítica), como cuarcitas propiamente dichas (en la parte superior de la secuencia y en el extremo occidental del Cerro Encinar de Castro, los clastos subredondeados se observaron en el intervalo inferior de la secuencia de la misma barranca

ya mencionada). Es posible que los autores que se han referido con diversos términos a la secuencia cuarcítica, ya sea como cuarcita o como conglomerado, no estén errados en su nominación, si no que cada uno de ellos, la nombró a la manera de lo que vio. Así, quizás Guzmán (1950) lo que vio fue una cuarcita y Revén observó la parte inferior de la secuencia cuarcítica.

Aún así, por la diversidad de aspectos petrológicos que presenta esta secuencia cuarcítica, no se le puede nombrar como un conglomerado o como brecha o como cuarcita, ya que no presenta un elemento petrológico predominante. El único elemento petrológico predominante es su composición cuarcítica (excluyendo a las capas de lutitas carbonosas).

Así, el presente autor, basado en las razones ya expuestas, y con el fin de evitar que se siga manteniendo una situación confusa en cuanto a su denominación y a su real naturaleza de esta unidad lito estratigráfica, propone, en el presente trabajo, una nueva denominación para el Conglomerado Cualac. Propone que se le denomine FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC.

Por tanto, se define en el presente trabajo, como Formación Cuarcítica Cualac, a una secuencia lito estratigráfica que aflora en las partes marginales del Anticlinorio de Diquiyú. Esta secuencia claramente expuesta en la Barranca de Rosario Nuevo, consiste de una alternancia pro-gradante de estratos masivos (2.5 a 3.0 m de espesor) de brechas y areniscas cuarcíticas, separadas por lutitas y limonitas carbonosas, físis, las cuales la mayoría de ellas presentan en sus planos de estratificación, abundantes impresiones de frondas de paleo vegetales muy bien definidas, a través de la secuencia. Los estratos masivos se van adelgazando cada vez más hacia arriba estratigráficamente, en cambio las capas intercaladas de lutitas y limonitas carbonosas van aumentando de espesor (hasta 2.20 m). En la cima, los estratos o flujos cuarcíticos se convierten en “languetas”, antes de pasar gradualmente a la unidad lito estratigráfica sobreyacente, Formación Zorrillo.

Distribución. Sus afloramientos se encuentran en varias áreas: en la de Tezoatlán-El Consuelo, como parte del Anticlinorio Diquiyú, en una franja marginal media marginal del mismo (Plano 7-A). Esta se extiende hacia al sur, hasta el área de Tlaxiaco-Mixtepec (Carrasco-Ramírez, 1981).

Hacia el oeste, área noreste del Estado de Guerrero, localidades de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán (Corona-Esquivel, 1981), la Formación Cuarcítica Cualac aflora en franjas

angostas. También hay afloramientos en: “Xixitla, Mitlancingo, Tlaquilcingo, al sureste de Tlapa y en partes aisladas, definiendo la paleobahía de Guerrero...” (in corona-Esquivel, 1981:p.34)

Al norte del área de Tezoatlán, en Ayuquila, su presencia fue reportada por Ortega-Gutiérrez (1970), formando la parte superior de la secuencia lito estratigráfica correspondiente a la Formación Ayuquila.

Litología y espesor. Wieland y Bonillas (1914-1916), aunque no la identificaron como tal, la mencionaron en ciertos intervalos de la secuencia lito estratigráfica que midieron y describieron en el Arroyo de El Consuelo:

Estación 20 (intervalo lito estratigráfico de 55.4 m de espesor) (columna 5), con rumbo y echado de NW 5°SE65°SW: “areniscas, conglomerados y cuarcitas duras (29 m de espesor); “arenisca arcillosa blanda” (16.8 m de espesor); “arenisca micácea y arcillosa” (3.6 m de espesor) y “arcillas con areniscas micáceas al final” (6 m de espesor).

Estación 21, con rumbo y echado de NW5°SE60°SW. Con 12.5 m de espesor. “cuarcitas gruesas y finas”.

Estación 22, con rumbo y echado de NW5°SE65°, con 48.7 m de espesor: “areniscas arcillosas con dos capas de cuarcita gruesa”(20 m de espesor).

Estación 23, sin rumbo ni echado, con 29.7 m de espesor total: “arcillas con muy poco carbón”, (16 m de espesor); “arenisca gris con poca arcilla” (9.1 m de espesor); y “arcillas concrecionadas, abajo pero no arriba, (4.6 m de espesor)”; “pizarras a menudío azuladas, nodulares ferruginosas (16.5 m de espesor)”.

El espesor total de este intervalo (21 a 23) es de 91 m. Este intervalo, bajo el criterio del presente autor y basándose en las descripciones aportadas por Wieland y Bonillas, lo delimitó y lo asignó como perteneciente a la Formación Cuarcítica Cualac (columna 5).

El trabajo de Wieland y Bonillas (1914-1916) aunque muy antiguo, aquí se considera de gran valor bioestratigráfico, por sus medidas detalladas en la secuencia, dando la posición exacta de los diversos estratos en la columna lito estratigráfica aflorante en la Barranca de El Consuelo. Así también dieron la posición estratigráfica exacta de las impresiones de paleo vegetales, encontrados en su columna. Posteriormente Erben (1956 a), hace una descripción de una secuencia lito estratigráfica aflorante “cerca del arroyo El Consuelo, entre las partes superiores del Arroyo de los Muertos y la Barranca de Cortés (columna 2)”;

donde en la parte superior, indica un intervalo lito estratigráfico que corresponde a la Formación Cuarcítica Cualac; no presenta espesores. A continuación se presentan las referencias hechas por este autor acerca del Conglomerado? Cualac: “areniscas de grano grueso, duras y con abundante cuarzo; “areniscas de color café claro de grano medio”; “limonitas amarillentas y areniscas de grano fino, ambas de color amarillento y de estratificación delgada”; “bancos medianos de conglomerados cuarcíticos, gris claro, con abundantes guijarros de cuarzo de leche; “falla de cabalgadura, Arroyo de Los Muertos, “Formación Otatera”.

En el área de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán, Corona-Esquivel (1981) hizo una descripción de una secuencia lito estratigráfica, que según el presente autor, corresponde a la Formación Cuarcítica Cualac: “consiste en capas gruesas de conglomerado de cuarzo lechoso, de matriz, generalmente cuarcítica; el cuarzo es del color blanco y a veces algo amarillento. Los guijarros de cuarzo lechoso tienen diámetros entre 0.5 y 5.0 cm.; también presentan hacia la base y en menor cantidad, guijarros de mica-esquistos, gneis e ignimbrita. El espesor de las capas es muy potente, alcanzando en ocasiones hasta más de 2.0 m. Localmente tiene pequeños lentes de areniscas grises que gradúan a conglomerados finos. El espesor de esta formación es muy variable: en su localidad tipo [“cerca de Cualac”, Guzmán, 1950] y al oriente de Olinalá, donde alcanza su máximo espesor de 500 m. Tanto hacia la porción nororiental del área, como a la suroccidental, el espesor disminuye hasta acunarse totalmente”

Hacia el sur del área de Tezoatlán-El Consuelo, en los alrededores de Tlaxiaco y Mixtepec (Plano 7), Carrasco-Ramírez (1981) hizo una descripción de la unidad lito estratigráfica correspondiente a la formación Cuarcítica Cualac: “petrográficamente la roca es un conglomerado de guijarros y matatena; el 90 %, aproximadamente está constituido por cuarzo de veta y metacuarcita. La forma del cuarzo es angular y su clasificación es mala. El 10% restante está constituido por la mesóstasis, la cual consiste de granos cuyo tamaño varía de gránulos [entre 2 y 4 mm, según la escala de Wentworth] a arcillas [menor de 0.0039 mm., Op cit.], predominando la arena muy fina [0.063 a 0.125 mm., idem.]. La mineralogía de estos granos es como sigue: cuarzo metamórfico, líticos de esquistos, moscovita, arcillas no identificadas y calcita secundaria. Según Folk. (1968) a este tipo de rocas le corresponde una clasificación de “filarenita micácea inmadura”. Según este mismo autor (Carrasco-

Ramírez 1981), el conglomerado es, texturalmente más maduro en Tezoatlán que en Tlaxiaco. 2Esta madurez está expresada por la angularidad de los clastos y la abundancia de la mesóstasis limo-arcilloso”.

En el área de Tezoatlán, González Torres (1989), desarrolló un estudio geológico con la aplicación del Método Paleo magnético, en el cual describió a la unidad litoestratigráfica correspondiente a la Formación Cuarcítica Cualac, en donde la define como un: “ortoconglomerado ortocuarcítico, según la clasificación de Pettijohn(1975:p.165), en el que ínter estratifican capas de areniscas y limos. Está formado por clastos de cuarzo blanco, lechoso, cuarcitas y, en forma subordinada, fragmentos de esquistos y gneises. Las características de los clastos constituyentes, son los siguientes: la variación del tamaño es muy amplia (aproximadamente de 0.5 a 30 cm.) [según la clasificación de Wentworth, de arenas gruesas a guijarros], pero predominan los correspondientes a guijarros y guijones[4 a 256 mm]. En términos generales muestran mala selección; el grado de esfericidad varía de subanguloso a redondeado, estos clastos se encuentran dentro de una matriz de composición silícica de coloración gris oscuro o amarillento, en general, no presentan contactos tangenciales los clastos; Las intercalaciones de limonitas y areniscas, en algunos niveles son subordinados; en el caso de las areniscas éstas corresponden a cuarzo arenitas y areniscas conglomerádicas; es estas intercalaciones se observa diastratificación”.

Con respecto a la clasificación que este autor asigna a la Formación Cuarcítica Cualac (Ortoconglomerado), el presente autor, no está de acuerdo en el criterio que se refiere a la textura: “Pettijohn da las siguientes características para un “conglomerado de cuarzo y guijarros: el tamaño promedio de las partículas es el de guijarros medianos o pequeños bien clasificados bien clasificados, con redondez y esfericidad en grado elevado”. Las características subrayadas por el presente autor, no las presenta la unidad litoestratigráfica aquí descrita por González-Torres (1989).

Con respecto a la matriz Pettijohn dice que:”comúnmente de arena de cuarzo, limpia y bien clasificada...”; esta característica tampoco la presenta la unidad litoestratigráfica, por lo tanto, la unidad por este autor, no llena los requisitos para ser clasificada como ortoconglomerado.

Por otro lado, Carrasco-Ramírez (1981) indicó que: “petrográficamente la roca es un conglomerado de guijarros y matatenas”, pero también indica que: “la forma del cuarzo es

angular y su clasificación es mala". Estas dos aseveraciones lleva a este autor a una contradicción, ya que, como todos sabemos, un conglomerado es una roca sedimentaria que posee clastos subredondeados a redondeados, con una buena clasificación y una diferenciación clara entre los clastos y la matriz. Por lo tanto, según las características petrológicas que indicó Carrasco, corresponden más bien a una brecha cuarcítica y no a un conglomerado.

Entonces, para diferenciar entre un conglomerado y una brecha, según el presente autor, el único criterio que se debe utilizar, debe ser el petrológico y, refiriéndose únicamente a los clastos, particularmente en sus características de redondez y de esfericidad., ya que éstas nos expresan totalmente la historia del transporte y de depósito. La petrografía debe tener otros objetivos y es útil para otros tipos de rocas sedimentarias (como las calizas, por ejemplo).

La secuencia lito estratigráfica correspondiente a la Formación Cuarcítica Cualac, fue observada por el presente autor, en varias localidades, dentro del Anticlinorio Diquiyú, al suroeste inmediato de Tezoatlán. De éstas, la más claramente se encuentra expuesta en la secuencia que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo (Plano 3) (columna 1).

En esta barranca se desarrolló la sección palinoestratigráfica, la cual abarcó a las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac. Según el presente autor, aquí aflora la Formación Cuarcítica Cualac de una manera continua, clara y accesible, razones por las cuales se propone en el presente trabajo como sección paratipo, ya que, de sus dos contactos estratigráficos, sólo presenta el superior con la Formación Zorrillo, el cual es, claramente visible y es gradual. El contacto inferior que presenta es por fallas con el Conglomerado Prieto.

En general, consiste de dos subintervalos litológicos: el inferior conglomerádico?, y el superior arenáceo brechoso.

En el inferior, que abarca desde el nivel estratigráfico entre las estaciones E-47 y E-48, donde se inicia esta formación en un contacto por fallas hasta la estación E-73(Plano3). La característica general de este intervalo es que, los clastos de cuarzo, se presentan subredondeados a subangulosos con un diámetro aproximado de 10 cm., y la secuencia no presenta una estratificación definida, sino masiva y constituida por flujos lenticulares. La presencia de capas de lutitas carbonosas, no se inician desde el principio de la secuencia,

sino que la primera aparece en la estación E-49 A. Estas capas van gradualmente aumentando de espesor hacia arriba estratigráficamente.

En el superior, el cual se inicia, aproximadamente en la estación E-73, el tamaño de los fragmentos cuarcíticos disminuye en sus diámetros: desde 2 cm., (guijarros) a menos, presentando un redondeamiento subanguloso. Los flujos cuarcíticos son más delgados (10 a 15 cm., llegando a extremos que se adelgazan formando “lenguetas” hasta desaparecer lateralmente y pasar a capas bien definidas de areniscas finas cuarcíticas y lutitas carbonosas. En este subintervalo se inicia el paso gradual a la Formación Zorrillo. La mayoría de las capas de lutitas carbonosas presentan en sus superficies de rompimiento abundantes impresiones de paleo vegetales, bien definidas en su morfología.

Estratigráficamente hacia arriba, desde la estación E-74, se observó un aumento en la frecuencia de aparición de las capas lutíticas carbonosas; por ejemplo, a 4.0 m, de espesor de esta estación, vuelve a aparecer la secuencia rítmica de: flujo brechoso-arenisca cuarcítica brechosa-lutita carbonosa, arenisca cuarcítica brechosa-flujo cuarcítico brechoso. Otro rasgo notorio, es que las capas de lutita carbonosa aumentan de espesor hacia arriba estratigráficamente. Unos metros más adelante se observó una secuencia alternante de areniscas cuarcíticas brechosas y lutitas carbonosas más delgadas (de 5 a 39cm.) aquí las areniscas presentan una coloración rojiza y las lutitas son grises.

En la estación E-75, aparecen por primera vez nódulos rojizos dispersos a lo largo de los estratos ínter estratificados con delgadas capas carbonosas (5cm.) físisles. A estas alturas, los flujos cuarcíticos ya son lenticulares y las capas lutíticas carbonosas son más frecuentes y más gruesas.

De esta manera, en la estación E-76, las lutitas carbonosas presentan hasta 3.0 m de espesor y los flujos de areniscas cuarcíticas sólo 35 cm. Las lutitas carbonosas contienen una menor abundancia de impresiones de frondas de paleo vegetales.

De aquí en adelante se observó una serie de ciclos de depósitos pertenecientes ya a la Formación Zorrillo.

Entonces, prácticamente, la secuencia cuarcítica que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo, puede ser dividida en dos subintervalos: el inferior que abarca desde la base (contacto por falla), hasta la estación E-73, caracterizada por la presencia de clastos subredondeados, donde se considera como facie conglomerádica? Cuarcítica, aunque hay

que hacer la alcarfacción que, desde el punto de vista textural, no presenta las características de un conglomerado propiamente dicho, ya que no presenta una diferenciación clara entre los guijarros y su “matriz”. Generalmente, en los conglomerados clásicos, la granulometría de la matriz, aparte de su pequeño tamaño, es uniforme y su diferenciación con los guijarros es clara. En nuestro caso no existe tal diferenciación ya que la granulometría es muy variable (polimodal?), y no se puede diferenciar la matriz de los guijarros. Por lo tanto, el término “conglomerado”, no es indicativo de las características texturales que presenta este intervalo lito estratigráfico.

El subintervalo superior, prácticamente se inicia en la estación E-73 y termina aproximadamente en la E-77, donde ya no son flujos “conglomerádicos” sino brechosos cuarcíticos, terminando como “lenguetas”, ínter digitándose con capas lutíticas carbonosas. A este intervalo lito estratigráfico se le considera constituido por flujos cuarcíticos brechosos, es decir, es una brecha con intercalaciones de lutitas carbonosas

Por otro lado, también hay que indicar que la presencia de flujos cuarcíticos con granulometría del tamaño de una arenisca (según Krumbein y Sloss, 1963: arena mediana 0.25 mm a 0.1 mm; arena gruesa 0.5 mm a 1.0 mm; y arena muy gruesa de 1.4 mm a 2.1 mm), se presentan intercalados en toda la secuencia y que, a una arenisca constituida sólo por cuarzo, se le domina cuarcíta.

Entonces, volviendo a retomar la consideración respecto al nombre que se le ha impuesto a esta secuencia lito estratigráfica, se puede decir que, ni es un conglomerado cuarcítico, ni una brecha cuarcítica, ni una cuarcíta en su totalidad. Por cuanto, como ya lo mencionó el presente autor, se propone el término de FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC, para referirse, en forma más adecuada a lo que han llamado hasta antes del presente trabajo como Conglomerado Cualac.

Relaciones estratigráficas. Wieland y Bonillas (1914-1916), en la descripción y medida de su secuencia lito estratigráfica aflorante en el Arroyo el consuelo, no definieron las relaciones estratigráficas entre las formaciones Cuarcítica Cualac y la unidad lito estratigráfica subyacente Conglomerado Prieto. Sólo en el límite definido por el presente autor, para estas dos unidades mencionadas, dichos autores indican un cambio mínimo de 5⁰ en el echado de las capas.

Sin embargo, en la parte superior de la de la Formación Cuarcítica Cualac (columna 5), debe de existir una falla, con un gran salto estructural, ya que, las formaciones zorrillo, Taberna y Simón, están ausentes, estando en contacto la parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac con la Otatera.

“Cerca del Arroyo El consuelo, entre las partes superiores del Arroyo de Los Muertos y la barranca de Cortés, Revén (1956 a, b) describió una secuencia lito estratigráfica, en la cual no mencionó el tipo de contacto entre las formaciones Conglomerado Prieto y la Cuarcítica Cualac. Por la descripción dada, hace suponer que el contacto aquí, es transicional. Sin embargo, también, como en el caso de la columna 5, indica, en la parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac, una falla de cabalgadura, la cual puso en contacto a la Cuarcítica Cualac con la Otatera.. también indica lo mismo para la columna de Burckhardt, en el Arroyo de el Consuelo.

En el área de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán, según Corona-Esquivel (1981): “En la mayor parte del área expuesta, el Conglomerado Cualac[Formación Cuarcítica Cualac, sensu Jiménez-Rentería, 2004), descansa discordantemente sobre la Ignimbrita Las Lluvias, como lo demuestran los cantos de ignimbritas incluidos en las capas inferiores. Al NE de Llano Grande, donde ya no existen evidencias de la ignimbrita, el Conglomerado Cualac descansa discordantemente sobre los sedimentos paleozoicos de la Formación Los Arcos. Al poniente de Totolapa, porción noroccidental del área estudiada [al norte de Huamuxtitlán], sobreyace discordantemente a gneisses micáceos del Complejo Acatlán. Su contacto superior es normal y transicional con las capas clásticas del Jurásico Medio”.

Al norte del área estudiada (noroeste de Huajuapán de León), en la región de Ayuquila, Ortega-Gutiérrez (1970 p.41), definió formalmente a la Formación Ayuquila, donde indica las relaciones estratigráficas de un intervalo lito estratigráfico en la parte superior de esta formación, caracterizada por un “...conglomerado de cuarzo blanco y fragmentos de rocas metamórficas con intercalaciones de limonitas moradas”. También indica que “La unidad conglomerádica cuarzosa [equivalente, según el presente autor a la Formación Cuarcítica Cualac], está en contacto [en su parte superior] con la Formación Tecomazuchil; dicho contacto puede observarse 2 Km. al NE de Santa Cruz, sobre el Arroyo de Aguardiente, que sirve de acceso a la población desde la carretera 190. En este lugar, difícilmente puede reconocerse la discordancia, porque sólo es litológica [transicional?], por esta razón Pérez

et al., 1968 mapearon la unidad como base de la Formación Tecmazuchil, aunque reconocieron su distinta naturaleza litológica, al sugerir que podría cartografiarse como una formación independiente de la Tecmazuchil. La discordancia angular se hace evidente un poco más al sur de Texcalapa y va aumentando hasta alcanzar, localmente valores de 90° , entre el rumbo de sus capas y las de la Tecmazuchil. Estas diferencias tan extremas, son aparentes, ya que el Jurásico Inferior se encuentra plegado en grandes anticlinales y sinclinales que buzan rápidamente y producen cambios notables en el rumbo de las capas”. Ortega Gutiérrez no mencionó el contacto inferior de esta unidad cuarzosa indicada por él.

González-Torres (1989), en el área de Tezoatlán indicó lo siguiente: “en el área de estudio [Tezoatlán] el Conglomerado Cualac [o Formación Cuarcítica Cualac] sobreyace a la Formación Rosario [sensu Erben 1956 a, b] a través de un contacto concordante y transicional [es decir con la Formación Conglomerado Prieto]

El presente autor observó en varias localidades, dentro del Anticlinorio Diquiyú, varios tipos de contactos en la parte inferior de la Formación Cuarcítica Cualac y en la Formación Conglomerado Prieto: al occidente del anticlinorio y en los flancos orientales de los cerros Lucero yaces y La Caja, se observó un cambio gradual entre las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac (plano 2); más al oriente, y sobre el camino de Rancho Juárez, se observaron dos tipos de contacto: discordancia erosional (de “corte y relleno”), y angular (12°). En la localidad tipo propuesta por Revén (1956), el contacto entre ambas formaciones es transicional.

En la Barranca de Rosario Nuevo, la Formación Cuarcítica Cualac está emplazada sobre un flujo conglomerádico de la Formación Conglomerado Prieto, por medio de un plano de falla.

Con respecto al contacto superior de la Formación Cuarcítica Cualac: en el extremo occidental del Cerro Encinar de Castro, esta Formación está en contacto anormal con la Formación Taberna (localidades paleontológicas J-2 y A-1, plano 8). Sin embargo, a la izquierda del camino de Rancho Juárez y en el lugar donde entronca con el que une a las poblaciones de Rosario Nuevo y San Andrés Yutatío, se observó la secuencia normal entre las formaciones Cuarcítica Cualac, Zorrillo y Taberna. El rumbo y echado son: de la inferior $SW60^{\circ}NE32^{\circ}SE$, y de la superior $SW30^{\circ}NE20^{\circ}SE$.

En la Barranca de Rosario Nuevo, el contacto superior de la Formación Cuarcítica Cualac es transicional con la Zorrillo. Conclusiones:

El contacto inferior de la Formación Cuarcítica Cualac, es variable, y ha sido controlado por cinco factores:

- a) Por plegamiento formó discordancias angulares en: Ayuquila y Rancho Juárez.
- b) Por erosión, formó discordancias erosionales en: Olinalá-Cualac-Huamuxtlán; Llano Grande; al poniente de Totolapa (todas situadas al Este del Estado de Guerrero); y en Rancho Juárez.
- c) Por cabalgamiento: en el Arroyo de El Consuelo y en el extremo occidental del Cerro Encinar de Castro (localidades paleontológicas J-2 y A-1).
- d) Por falla estructural, en la Barranca de Rosario Nuevo.
- e) Por depositación continua: en los cerros El Lucero, Yaces y La Caja; al occidente del Anticlinorio de Diquiyú ; y en el área de Ayuquila.

Las discordancias angulares en Ayuquila y en Rancho Juárez nos expresa un evento tectónico post-Cuarcítica-Cualac, producidas por esfuerzos de compresión con dirección y sentido de oriente a poniente. Es decir que, originalmente el contacto entre las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac fue de dos tipos: transicional y erosional (de “corte y relleno”), posteriormente con el evento tectónico se produjeron los otros dos tipos de contacto ya mencionados.

Edad. En general, por sus atributos petrológicos en su secuencia lito estratigráfica, es difícil que se hayan conservado fósiles, tanto de animales (vertebrados e invertebrados), como de vegetales. Sin embargo, en las capas de lutitas carbonosas intercaladas entre los flujos brechosos cuarcíticos de esta secuencia, se observó la presencia, en la mayoría de ellas (columna 1) un abundante contenido de impresiones de frondas de paleo vegetales (Barranca de Rosario Nuevo). Como los paleo vegetales, para su reproducción, tuvieron que producir polen esporas, entonces, las capas de lutita carbonosa, también deben contener restos fósiles de polen esporas. Por esto, para la determinación de la edad de esta unidad lito estratigráfica se contó sólo con dos tipos de elementos paleontológicos: paleomacrovegetales y paleomicrovegetales, es decir, las impresiones de frondas de paleo vegetales y polen esporas fósiles.

paleo vegetales: De todos los investigadores paleobotánicos que han estudiado conjuntos de paleo vegetales en el área de Tezoatlán-El Consuelo y de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán, sólo Silva-Pineda (1970, 1988) lo ha hecho en la Formación Cuarcítica Cualac. En esta, describió dos especies pertenecientes a Cycadophytas: Otozamites graphycus Shimper y Zamites sp. Cf. Z. feneonis Brogniart. No se conocen los rangos geocronológicos de estos taxa ya que, en la bibliografía consultada, ningún autor los menciona.

En el área de Cualac Guerrero, esta investigadora estudió (1988) “algunas Bennettitales (Cycadophytas) y coniferales (Coniferophytas), según esta autora del Jurásico Medio; los taxa que identificó fueron los siguientes:

1) Brachyphyllum (Brogniart) Harris: “tiene una semejanza con el ejemplar del Cretácico (Gault) de Colima, que Weber (1980) designó como Brahyphyllum sp., y con el que describió Díaz-Lozano (1916) como cheirolepis del Liásico de la Formación Huayacocotla, Puebla. Brachyphyllum sp., es un género extinto de conífera del Jurásico y Cretácico” (Silva-Pineda 1988). Entonces, su rango geocronológico es Liásico-Cretácico.

2) Otozamites hespera Wieland: “...esta especie fue originalmente descrita por Wieland (1914) y pertenece al Jurásico Medio de Oaxaca, donde es muy abundante y está presente en varias localidades del País. Díaz-Lozano (1916) la describió en el Liásico de Huayacocotla, Veracruz; Silva-Pineda la encontró en el Triásico superior en la región de Zacualtipán-Tlahualompa, Hidalgo al SE de San Mateo, Veracruz, así como en rocas del Jurásico Medio de Tecamatlán, Puebla (Silva-Pineda, 1969); y en una localidad situada en el camino que va de Chilpancingo a Tlapa, en el noreste del Estado de Guerrero (Silva-Pineda y González-Gallardo, 1984)”. Por lo tanto, su rango es Triásico Superior-Jurásico Medio.

Es importante mencionar que el rango bioestratigráfico de Otozamites hespera a través del Grupo Consuelo (sensu Jiménez-Rentería 2004) (Tabla 9) se inicia en el intervalo lito estratigráfico 7, en el nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto (o facies conglomerádica) prosiguiéndose hasta el nivel 9 y vuelve a aparecer en el 16; y Pearson y Delevoryas (1982) reportaron su presencia en la Zorrillo, y según Silva-Pineda, su rango geocronológico es Triásico-Jurásico Medio.

3) Ptilophyllum sp. Cf., P. acutifolium.” Esta especie se encuentra distribuida bastante en las localidades jurásicas del País” (Silva-Pineda, 1988). En la Tabla 9 se observa que, esta especie inicia su presencia a partir del intervalo lito estratigráfico número 16, vuelve a aparecer en el 18, y, Pearson y Delevoryas la reportaron en la Formación Zorrillo.

Por tanto, hay varias consideraciones que hacer respecto al trabajo de Silva-Pineda:

1ª. la Edad dada a este pequeño conjunto (Bajociana Temprana), aunque la autora no lo citó, posiblemente fue obtenida por posición estratigráfica con relación a la determinada con base en amonitas de la formación Taberna (Bajociana Media). Sin embargo, también por posición estratigráfica, a la Formación Zorrillo, subyacente y transicional, le correspondería la Edad Bajociana Temprana, y a la Formación Cuarcítica Cualac subyacente también y transicional a la Zorrillo, le correspondería la Edad Aaleniana, y si el conjunto de paleo vegetales fue extraído de la Cuarcítica Cualac, entonces, la edad del conjunto de paleo vegetales sería Aaleniana y no bajociana Temprana.

2ª. El rango geocronológico de estos taxa, es muy amplio, por lo cual no es posible asignar una Edad con rango tan estrecho como la de Bajociana temprana, como la definió Silva-Pineda (1988). Veamos:

Taxón rangos geocronológicos dados por Silva-Pineda
(1988).

Brachyphyllum sp. ----- LIÁSICO-CRETÁCICO

Otozamites hespera ----- TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO MEDIO

Ptilophyllum cf., T. acutifolium—LIÁSICO

Así, a partir de la lista anterior de rangos geocronológicos, se observa que el intervalo común es el de la Época Liásica, incluyendo la Edad Aaleniana.

3ª. también sus rangos bioestratigráficos no están restringidos sólo a la Formación Cuarcítica Cualac: Otozamites hespera se encuentra también en la facies conglomerádica (Tabla 9) (columnas 2 y 5); Ptilophyllum acutifolium se encuentra tanto en la facies conglomerádica como en la Formación Zorrillo (según Pearson y Delevoryas, 1982; en el arroyo de Santa Catarina, al sureste de Tezoatlán).

Revén, con anterioridad (1956 b), le había asignado a la Formación Cuarcítica Cualac una Edad probable Aaleniana-Bajociana, posiblemente por posición estratigráfica con la Formación Taberna. Entonces, se concluye hasta aquí que, la Edad de esta formación con los datos paleontológicos y paleobotánicos, se encuentra entre los pisos Toarciano y Aaleniano.

Medio de depósito. El carácter masivo de esta unidad litoestratigráfica (con sus capas de lutitas carbonosas ínter estratificadas en la secuencia), nos permite definir la geometría de su cuerpo sedimentario. Por lo general, las áreas de afloramientos en el Anticlinorio de Diquiyú, no presenta rasgos morfológicos regionales que nos puedan definir su geometría. Sólo se le observa “coronando” los cerros y presentando una estructura regional amorfa.

Sin embargo, hay lugares, donde barrancas profundas bisectan a esta unidad. Aquí se puede observar indicios de su probable geometría, por ejemplo, en la Barranca El Carrizo (Plano 2), al este inmediato de San Juan Diquiyú, esta unidad presenta “megaflujos” cuarcíticos con forma de grandes cuñas; se presentan fuertemente inclinadas (75° a 89°), y se puede apreciar que, en conjunto, el cuerpo constituido por estos megaflujos, podría resultar con una forma prismática, característica de medios fluviales. Como ya se mencionó con anterioridad, esta unidad cuarcítica está caracterizada granulométricamente por dos subintervalos: en el inferior, predomina la forma subredondeada, cuyos guijarros presentan un diámetro máximo de 10 cm.; su textura es caótica, siendo los flujos cuarcíticos en general, masivos y de gran espesor (2.5 m). En el superior, el tamaño de los granos disminuye (menor a 2 cm.), siendo ahora, su forma subangulosa. Es más definida la forma de los flujos cuarcíticos, y sus espesores disminuyen, hasta convertirse en “lenguetas”, ínter digitándose gradualmente con estratos y capas de la Formación Zorrillo.

Lo anterior es muy significativo: claramente nos indica dos procesos sedimentológicos distintos: no hay que olvidar que, el cambio de composición litológica es gradual entre esta unidad y la infrayacente; el aporte de detrito cuarzoso se inició desde la parte media (aproximadamente) de la Formación subyacente Conglomerado Prieto y, este proceso se fue intensificando gradualmente hacia arriba estratigráficamente, hasta que llegó el momento geológico, en que sólo el cuarzo era el material detrítico aportado (ya en la Formación Cuarcítica Cualac) (ver Figura 5). Aquí se inicia un evento geológico totalmente diferente al anterior (el cual produjo el depósito de la Formación Conglomerado Prieto). Un

rasgo importante es el de la forma subredondeada de los clastos de cuarzo en el intervalo inferior de esta secuencia cuarcítica. Para que esto se lograra, tuvieron que haber tenido los detritos cuarcíticos un largo transporte e intenso arrastre, antes de depositarse. Por la textura caótica que presenta dicho intervalo, el aporte debió de haber sido en un alto grado abundante, en una pendiente mayor, y transportado por una fuerte corriente fluvial, muy turbulenta, depositándose bruscamente, al perder energía la escorrentía, al llegar a un cuerpo acuoso no muy profundo. Sin embargo, hubo cortos intervalos de muy baja energía, donde se depositaron sedimentos muy finos con abundantes restos de paleo vegetales, formándose capas de lutitas carbonosas con nítidas impresiones de frondas de paleo vegetales (E-49-A y E-70, etc.), en sus planos de estratificación.

Al inicio de la secuencia, al producirse el hundimiento del graben., se produjo un fuerte e intenso aporte del detrito cuarzoso, teniendo éste, un largo y prolongado transporte y reciclado, suficiente para lograr subredondear a los clastos de cuarzo. En el subintervalo superior, a parte de que el tamaño del grano disminuye (menor a 2 cm.), su forma es subangulosa, su textura es caótica, los flujos cuarcíticos disminuyen en espesor en un grado notable (80 cm.). Este subintervalo nos expresa un evento sedimentológico distinto al del inferior. Aunque aquí se notó una pseudoestratificación, las características petrológicas expresan una disminución del aporte del detrito cuarzoso y, además, un decremento de la energía de depósito, esto último también expresado por el aumento en el espesor de las capas de lutitas carbonosas. Podría pensarse, por lo anterior, que el medio de depósito de este subintervalo es el de un río de cauces entrelazado, sin embargo, se sabe que en este tipo de depósito, las lutitas carbonosas son muy escasas y sólo se depositan en canales abandonados (Selley, 1970). Ahora bien, por lo observado en la estación E-70, la capa de lutita carbonosa aflorante, no presenta características tanto geométricas como texturales de un depósito fino, depositado en un ambiente de depósito normal de “quietud” depositacional. Más bien presenta una textura fluidal y los “horizontes” que la constituyen son lenticulares no tabulares. Se sabe (Selley, 1970, p.30) que en el medio de depósito de ríos con cauces entrelazados, las lutitas depositadas en los canales abandonados toman una forma lenticular. Por lo tanto, a partir de las características litológicas, se infiere que, el medio de depósito del subintervalo superior fue fluvial con cauces entrelazados.

El tipo de estructura sedimentaria que predomina a través de esta secuencia cuarcítica, es de flujos cuarcíticos, pseudo estratificados, presentando una textura caótica. En forma subordinada, aparecen en varios niveles otras estructuras muy significativas para la interpretación del medio de depósito. Estas son: estratificación cruzada tipo “zigzag”, las cuales se presentan en las estaciones E-49 A y E-69 (subintervalo inferior). En la Estación E-72 se observó una estructura de “corte y relleno” (parte superior del subintervalo inferior).

De la estación E-73 hacia adelante estratigráficamente se observaron “lenguetas” de flujos cuarcíticos que se interdigital gradualmente con capas de areniscas cuarcíticas y lutitas carbonosas, ya en la Formación Zorrillo. La estratificación cruzada tipo “zigzag” se forma en los canales fluviales meándricos activos, así como las estructuras de “corte y relleno”.

Otro rasgo notable es la ausencia de una ciclicidad rítmica; las capas de lutitas carbonosas pasan bruscamente a los flujos cuarcíticos. Sólo en el intervalo superior se insinúa una ciclicidad en el depósito.

Entonces, por las estructuras sedimentarias observadas a través de la secuencia, es posible que el intervalo inferior se haya depositado en un ambiente fluvial con canales meándricos, y el superior con uno de cauces entrelazados.

Aclaración: Aunque parezca confusa a poco acertada esta determinación, hay que resaltar que esta secuencia litoestratigráfica es, eminentemente de composición cuarcítica. La alta dureza del cuarzo, le convierte en un material altamente resistente a la erosión mecánica, razón por la cual, le confiere a esta secuencia un carácter especial en sus atributos litológicos, estando entre estos el reciclaje del material detrítico cuarzoso. Debido a estos atributos, por ejemplo, no presenta en el subintervalo inferior una diferenciación clara entre matriz y clastos; y en el subintervalo superior se comporta como una brecha ínter estratificada con gruesos espesores de capas (¿o lentes?) de lutitas carbonosas.

Formación Zorrillo

Definición. En 1956, el Dr. Erben definió esta formación, indicando su localidad tipo en la “Loma del Zorrillo” en la barranca del Carrizo, al Este de San Juan Diquiyu, región de Tezoatlán, Oaxaca (Op cit. Plano 2).

Distribución. En un principio, esta formación es difícil de distinguir en el campo; sin embargo, con un recorrido más acucioso, si se puede identificar, observando con atención sus atributos petrológicos que la caracterizan. Sobre todo, en su parte basal, es fácil distinguirla de la formación Cuarcítica Cualac, ya que, la diferencia petrológica con ésta, es notable. En cambio, en su parte superior, es más difícil detectar su límite, ya que como lo han indicado algunos autores (ya mencionados) el cambio de carácter transicional y las semejanzas litológicas con la unidad litoestratigráfica sobreyacente, lo hacen así. Sin embargo, es necesario indicar que, su naturaleza litológica produce, al ser erosionada en el campo, un rasgo característico, sobre todo cuando los estratos se encuentran inclinados: forman, por diferenciación erosional lineamientos de estratos verticales de las areniscas cuarcíticas, a manera de muros delgados, quedando entre ellos una área totalmente erosionada que corresponde a las capas de limolitas.

Sus afloramientos de gran extensión en el área de Tezoatlán, sólo se observaron en la parte oriental del Anticlinorio de Diquiyu, en una franja con orientación aproximada de NW-SE, ésta presenta una amplitud variable, presentando la máxima en los alrededores de la Barranca de Rosario Nuevo; hacia el Sur se va estrechando progresivamente, hasta alcanzar su mínima amplitud frente a la loma Tierra Amarilla; se prosigue hacia el sur inmediato frente a la Loma del Zorrillo, donde termina su afloramiento con un ligero aumento de amplitud (Erben, 1956 b, figura 4).

Es importante indicar que, hacia el sur del área estudiada, en El Consuelo, tanto Wieland como Erben, indicaron, en la secuencia litoestratigráfica que aflora en el arroyo del mismo nombre, la ausencia de las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón.

Sin embargo, más hacia el Sur, en el área de Tlaxiaco-Mixtepec, Carrasco Ramírez (1981) reportó la presencia de afloramientos de la Formación Zorrillo.

Hacia el oeste del área estudiada, parte nororiental del Estado de Guerrero, área de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán, afloran "...a lo largo de la Barranca de la Carbonera y sobre la brecha que comunica con Coahuilote y Tecocoyunca; en los alrededores de los poblados de Saladillo y Cuateconsingo, y sobre la brecha que comunica a Xalmolapa con Coyahualco. En esta última localidad, las capas están fuertemente inclinadas y, en algunos casos, invertidas" (Corona-Esquivel, 1981).

Litología y espesor. Erben H. K. (1956 b) al estudiar la secuencia litoestratigráfica que representa a la Formación Zorrillo, en la Loma del Zorrillo, en la Barranca del Carrizo (E de San Juan Diquiyu) observó lo siguiente:

“Areniscas de grano fino a medio, limolitas, a veces con estratificación cruzada y diagonal, y siempre en capas de estratificación muy delgadas; limolitas con pocas concreciones calcáreas rojizas y loditas. Su espesor varía entre 20 y 80 m”

Este mismo autor, sitúa la localidad tipo, en la barranca del Carrizo, al E de San Juan Diquiyu, región de Tezoatlan, Oaxaca (Plano 2) (el subrayado es del presente autor). En la barranca de Rosario Nuevo se desarrolló una poligonal (Plano 3), que recorre el cauce del Arroyo del mismo nombre. Ya indicamos que esta poligonal, recorre en sentido transversal a toda la secuencia triásica?-jurásica representativa de las áreas de Tezoatlan, El Consuelo y la de Tlaxiaco-Mixtepec (en sentido de Norte a Sur). Es notorio que la trayectoria que recorre este arroyo, está controlada tanto por el factor litológico como por zonas de “debilidad estructural” o ambos a la vez.

Por esta o estas razones, al iniciarse la secuencia equivalente a las unidades litoestratigráficas con carácter litológico mixto y marino, el cauce del arroyo se amplía dando un gran giro levógiro, para seguir fluyendo entre los estratos y capas fáciles de erosionar, como son las del subgrupo “ Unidad Tecocoyunca Inferior “ (González Torres, 1989) formaciones Zorrillo, Taberna y Simón.

De esta manera, para describir la composición litológica de la secuencia que abarca a las tres formaciones ya mencionadas (atravesadas en diferentes estaciones), seguiremos la trayectoria de la poligonal “levantada” por el presente autor:

Prácticamente, se considera a la estación 75 (ver planos 3), el inicio del depósito de esta formación, ya que aquí aparecen por primera vez los nódulos rojizos. Ya en la E76, las lutitas aumentan considerablemente su espesor (3 m) y los nódulos rojizos ya se presentan en estratos delgados cada 5 o 10 cm., en el sentido vertical.

En la estación E77, las lutitas carbonosas presentan hasta 3 m de espesor, conteniendo abundantes impresiones de frondas de paleo vegetales; las areniscas tienen 11.5 cm. de espesor conteniendo nódulos ferruginosos a lo largo de los estratos; la frecuencia de aparición de dichos nódulos en los estratos es, aproximadamente cada 15 cm. de espesor.

A partir de aquí, se observaron conjuntos de capas y estratos los cuales representan periodos de depósito, bien expuestos sobre el cauce del arroyo, dando un aspecto de “escalonamientos”, donde cada uno se inicia con una capa de carbón o de lutita carbonosa. En esta estación el afloramiento se presenta muy fracturado, sin embargo, se pudo observar otro ciclo de depósito, iniciado con una capa delgada de carbón. EL rumbo y echado de las capas es NW60°SE27°NE.

Estación 78. El rumbo de la poligonal entre las estaciones E-77 y E-78 es NE28°SW. Aquí, la secuencia se inicia con capas delgadas de areniscas grises, las cuales, en superficie reciente presentan el “brillo” característico de una arenisca cuarcítica, así como limolitas carbonosas. Hay intercalaciones de capas con nódulos ferruginosos, capas de carbón y algunas arenisca finas carbonosas de alta dureza; presentan en sus planos de estratificación un abundante contenido de impresiones de frondas de paleo vegetales. No se midió el rumbo ni el echado. A 6.0 m longitudinales de esta estación aflora una capa de carbón con 1.5 m de espesor. Se extrajo la muestra palinológica MP-25, delante de la estación E-78.

Estación 79. El rumbo de la poligonal entre las estaciones E-78 y E-79 es NE40°SW. En esta estación no se midió el rumbo ni el echado, ya que las capas están distorsionadas por el resquebrajamiento del bloque que constituye la parte oriental del Cerro Encinar de Castro. Se extrajo la muestra MP-26 en el sitio que ocupa la estación. A 10.5 m de esta estación se observó el flanco NE de un anticlinal “abierto” con rumbo y echado NW48°SE12°NE.

Estación 80. Entre la estación E-79 y la E-80, el rumbo es NE60°SW. A 4.5 m después de la E-79 se inicia una secuencia con el siguiente orden ascendente lito estratigráfico: capa de arenisca con coloración gris clara, dura; capa de lutita carbonosa de 1.5 m de espesor con capas laminares de espesores individuales de 2 cm. cada una, arenisca con coloración gris clara con 37 cm. de espesor. Se extrajo la muestra palinológica MP-27, 6.0 m arriba de la E-79 en una lutita carbonosa. A 9.0 m de la MP-27 se extrajo la muestra palinológica MP-28 y, a 9.0 m de ésta, se extrajo la MP-29; a 10.5 m de la MP-29 se extrajo la MP-30 y a 10.5 m de la anterior se extrajo la MP-31.

Estación 81. Entre las estaciones E-80 y la E-81 el rumbo es NE59°SW. En esta estación se inicia otra secuencia cíclica: arenisca con coloración gris clara, dura, con 1.5 m de espesor; un intervalo de intercalaciones de capas delgadas de areniscas con capas más gruesas de

lutitas, el espesor de ese intervalo es de 3.0m. El rumbo y echado medido es de NW25°SE33°NE.

Estación 82. el rumbo de la poligonal entre las estaciones E-81 y la E-82 es NW82°SE.,Aquí, se continúa la secuencia anterior y se prolonga 6 m; constituida en su base por una capa de carbón de 3.0 m de espesor, siguiéndole una alternancia de lutitas carbonosas con nódulos rojos y arenisca de grano medio.

Estación 83. El rumbo de la poligonal entre las estaciones E-82 y la E-83 es NE 55°SW. Aquí sólo se midió el rumbo y echado NW25°SE32°NE.

Estación 84. el rumbo de la poligonal entre las estaciones E-83 y E-84 es NE86°SW. Aquí se observó la siguiente secuencia litoestratigráfica: estrato de arenisca de grano fino, carbonosa con 60 cm. de espesor; arenisca cuarcítica con coloración gris clara con 30 cm. de espesor (NW19°SE28°NE) Arriba continúa una serie de capas delgadas desde 3 mm hasta 4 cm. de espesor. el espesor total de esta secuencia es de 2.5 m. Aquí se extrajo la muestra palinológica MP-45 (continuación de la MP-31). Le siguen 4.0 m de capas de lutitas delgadas y areniscas con 40 cm. de espesor; en seguida capas de areniscas de 13 cm. de espesor que alternan con lutitas carbonosas con estratificación paralela, ligeramente lenticulares; las areniscas contiene nódulos hematíticos.

Estación 85. El rumbo de la poligonal entre las estaciones E-84 y E-85 es NE85°SW. Esta estación se encuentra en el flanco SE de un pequeño anticlinal tipo “chevrón”, iniciándose en esta estación una capa de carbón de 20 cm. de espesor, intercalada con areniscas con 10 cm. de espesor, conteniendo nódulos hematíticos; continúan en un espesor de 17 m. De aquí se continúan 13 m de longitud de otra secuencia de areniscas con capas de un carbón lenticular de 5 a 10 cm. de espesor. Las areniscas presentan una coloración gris azulada (6 m de longitud). De aquí en adelante se inicia otra secuencia de 8.0 m de longitud de lutitas carbonosas con intercalaciones de areniscas modulares de 10 cm. de espesor. A éstas le sobreyacen, dentro del mismo paquete, capas de areniscas de grano medio con abundante mica; su espesor es variable desde 18 cm. a 45 cm., siendo su estratificación paralela. Aquí se extrajo la muestra MP-46, la cual se encuentra a 6 m de la E-85. El rumbo y echado es NW45°SE57°SW.

Estación 86.El rumbo de la poligonal entre las estaciones E-85 y la E-86 es NE65°SW. Esta estación está ubicada en el flanco NE del pequeño anticlinal tipo “chevrón”, lado opuesto

de la estación anterior. De este flanco se inicia una secuencia de capas de areniscas de grano fino, en capas delgadas (10 cm.), presentando laminación paralela, hasta una distancia horizontal de 6 m. En los 6 m siguientes, aflora otra alternancia de lutitas muy delgadas (3 mm de espesor) con un espesor total de 30cm, con capas de areniscas de 10 cm. de espesor, modulares y capas de areniscas de grano medio hasta los 29 m (a partir de la estación E.-86), se observaron estratos de areniscas de grano fino con coloración café amarillenta con 1.0m de espesor. Al inicio de esta secuencia se extrajo la muestra palinológica MP-47. El rumbo y echado medido son NW45°SE36°NE.

Desde la estación 87, donde aflora sólo un estrato de arenisca de grano medio, con un rumbo y echado NW47°SE49°NE, hasta la E-89 no hay afloramientos, aquí se cruzó el cauce del arroyo a la margen derecha, agua abajo. A los 6 m de esta estación, aflora un cuerpo intrusivo de tamaño notable, forma irregular, alargado en una orientación aproximada, de su eje mayor NW-SE. Su coloración es gris azulada, con textura afanítica (dacita?); presenta fracturas (exfoliación?) con una orientación NW40°SE.

En el lado norte del cuerpo intrusivo aflora una secuencia fallada, constituida por areniscas de grano fino, con espesores medianos (10 a 20 cm.), presenta un color gris, tanto en superficie intemperizada como en reciente (cuarcita?), se intercalan areniscas más duras de 5 cm. de espesor. La secuencia tiene un espesor total de 1.60 m.

Formación Taberna (Erben, 1956 b).i

Definición. Esta unidad litoestratigráfica, tan controvertida por la dificultad que presenta, tanto en su identificación, como en su delimitación, fue originalmente definida por H. K. Erben en 1956, imponiendo como localidad-tipo, el lado sur del Arroyo de La Taberna, formando parte de la Loma de la Tierra Amarilla y encontrándose en la Barranca de El Carrizo, al Este de San Juan Diquiyú, región de Tezoatlán, Oaxaca.

El presente autor considera que, podría considerarse como mejor localidad-tipo a la de el Barranco de La Bolita, situado 1.5 Km. al Este de San Juan Mixtepec, junto a la vía del tren. ya que ahí, Sandoval y Westermann (1987), delimitaron bioestratigráficamente con amonitas a esta formación, dando su descripción, así como la medida de sus intervalos, tanto bioestratigráficos como lito estratigráficos. Más adelante se dará la descripción litológica dado por estos autores.

Distribución. Es desconocida, incompleta y confusa debido a su gran similitud litoestratigráfica con la formación subyacente Zorrillo, a tal grado, que algunos autores, la han presentado como una sola unidad litoestratigráfica (Carrasco-Ramírez, 1981 y González-Torres, 1989). Solamente con un estudio más acucioso y, enfocando la atención en la búsqueda de la presencia de amonitas, es posible saber que está uno en esa formación. Erben dio una pauta para identificarla. “no se destaca en la morfología del terreno la Formación Taberna. Sin embargo, para el geólogo de campo sirve bien de guía por su gran abundancia, el típico y bastante frecuente *Strenoceras aff. S. Bifurcatum* (Quenstedt) y la abundancia de las concreciones rojizas.

Sin embargo hay otros atributos litológicos que las hacen diferenciables: por ejemplo, la Zorrillo presenta capas de carbón y la Taberna no, etc. Más adelante analizaremos este tópico para esta formación.

En el área de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán, al oeste del área estudiada y noreste del Estado de Guerrero, Corona-Esquivel (1981) describió a todo el Grupo Tecocoyunca, sin discriminar a sus formaciones e indica que aflora en: “...los alrededores de los poblados de Saladillo y Cuateconsingo...” Hacia el suroeste en la región de El Consuelo (Plano 7), tanto Wieland (1914-1916) como Erben (1956) indicaron que, en la secuencia litoestratigráfica que estudiaron, están ausentes las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón.

En el área de Tlaxiaco, más al sur, (Plano 7), Carrasco-Ramírez (1981) fusionó a las formaciones Zorrillo y Taberna en una sola unidad, debido a que, según él “ El examen de ambas [formaciones] denota considerable parecido litológico que, aunado a la relación transicional que las asocia, dificulta enormemente su reconocimiento preciso fuera del área tipo”; “... en estas condiciones, ha sido imposible reconocer objetivamente estas unidades...”; “,en consecuencia, se decidió considerar a esta parte de ella representada conjuntamente por las formaciones Zorrillo-Taberna, sin discriminarlas cartográficamente “. En estas circunstancias, sólo se puede concluir, según dichos autores, la existencia de esta formación por su contenido de amonitas, si no fuera así, con base en lo que aseveran estos autores, no se podría saber si realmente se depositó en dichas áreas. Entonces, con base en lo anterior, queda dudosa y confusa la distribución de esta unidad litoestratigráfica, aunque en algunos casos, puede tratarse de la ausencia del depósito de sedimentos marinos con amonitas, es decir, puede haber un cambio de facies.

Litología y espesor. Erben (1956 b describió a la Formación Taberna de la siguiente manera: “Lutitas oscuras, lutitas calcáreas oscuras con abundantes concreciones calcáreas rojizas (hematíticas); y otras concreciones [pero] más pequeñas, esféricas y taladradas por organismos fósiles; bancos aislados, intercalados de una caliza oscura (amarilla en la superficie); rocas margosas con crucero, limolitas oscuras con crucero, llenas de conductos de gusanos fósiles, y areniscas de grano fino con estratificación muy delgada” Sandoval y Westermann (19897), describieron la litología de la Formación Taberna y la delimitaron con base en la aparición en sus estratos de amonitas.

La secuencia más completa y mejor definida es la de la Barranca de La Bolita, situada a 1.5 Km. al Este de San Juan Mixtepec, junto a la vía del tren que va a Tlaxiaco:

Areniscas de la Formación Zorrillo

Niveles (1-6), espesor 10 m Loditas, limolitas y lutitas grises, en algunos niveles con concreciones de hierro. Cerca de la base (nivel 2) algunas *Stephanoceras* 8 S.) sp. Indet. Y S. (S.) cf., *skidegatense* (Whiteaves), pobremente preservadas

Nivel (7), espesor 8 m: Limolitas y lutitas, en la parte superior con frecuentes concreciones de hierro, algunas veces en capas y encontrándose raramente *Duahnoceras floresi* (Burckhardt) y arriba solamente *D.*, *andinense* (Hillebrand) y *D. paucicostatum* (Felix).

Nivel (8), espesor 6 m Lutitas oscuras con concreciones rojizas moderadamente fosilíferas; en la parte superior algunas limolitas. La fauna de amonitas es similar al nivel 7

Nivel (9), espesor 2 m Lutitas grises amarillentas con escasas concreciones calcáreas. Algunas *Duashnoceras paucicostatum* y frecuentes bivalvos de *Indotrigonia* sp. Y *Vaugonia* sp.

Nivel (10), espesor 3-4 m Margas café amarillentas con escasas *Parastrenoceras mixtecum* (*Ochotrena* 9 y *Leptosphinctes tabernai* Westermann y abundantes bivalvos *Indotrigonia* sp., *Vaugonia* sp., *anatina* sp., etc.

Se inicia la transición a las formaciones continentales Simón-otatera. Espesor total 30 m.

Entonces, las características litológicas más notables de la secuencia en la localidad de La Bolita correspondiente a la Formación Taberna, son las siguientes:

Caliza, limolita amarilla, lutita gris, lutita oscura, lutita rojiza, lutita gris amarillenta, abundantes concreciones ferruginosas rojizas y marga café amarillenta. Ahora

bien, veamos si estas características las tenemos en la sección de la Barranca de Rosario Nuevo. Con base en la Tabla 6, con las descripciones originales que hizo Erben de esta formación y en las observaciones del presente autor, las características notables son: Lutita carbonosa, lutita gris, laminación paralela, abundantes nódulos ferruginosos, manchas blancas (yeso?) y bioturbación tubular, estratos gruesos de areniscas amarillentas y pizolitas.

Hay que mencionar que, al sureste del intrusivo dacítico?, que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo y sobre el “camino real, aflora una secuencia constituida por lutitas grises y areniscas finas nodulosas, con delgadas capas de yeso de uno a dos cm. de espesor, en la cual, Erben indicó la presencia de amonitas pertenecientes a la formación Taberna (Erben, 1956, mapa N° 4 y Mapa de itinerario 2 excursión A-12)

Como se puede ver, los elementos petrológicos comunes a las localidades de Mixtepec y de Rosario Nuevo, son: lutita gris, laminación paralela, abundantes nódulos ferruginosos y la presencia de amonitas (esto último indicado por Erben). Entonces, se puede concluir que, en la Barranca de Rosario Nuevo, la Formación Taberna aflora en una franja de anchura variable, semiparalela al eje mayor del intrusivo dacítico?. El espesor de su secuencia entre las estaciones E-98 y E-105, resultó ser de 57.3 m.

Edad. Después de haber revisado, el presente autor los resultados geocronológicos de los estudios paleontológicos llevados a cabo en las secuencias litoestratigráficas correspondiente a la Formación Taberna, llegó a observar que estos, no son congruentes:

Burckhardt (1927) (amonitas) Bajociana Media-Bajociana-Tardía

Erben (1956) (amonitas) Bajociana Media-Bajociana Tardía

Alencáster (1963) (pelecípodos) Bajociana-Caloviana

Avecilla (1973) moluscos) Bajociana-Caloviana

Sandoval y Westermann (1987) (amonitas) Bajociana Temprana Tardía-

Bajociana Tardía Media Biozonas: Humpresianum y Subbifurcatum

Medio de depósito. Sandoval y Westermann (1987), indicaron para la Formación

Taberna, un origen marino. En efecto, la paleofauna así como sus elementos litológicos más característicos nos expresan, sin lugar a dudas, un origen marino, aunque no

de plataforma, propiamente dicho, sino marginal; posiblemente en un brazo estrecho de mar (epicontinental) delineado por el antiguo graben, ahora ya casi peneplaneado.

La ausencia de capas de carbón, así como la muy baja presencia de capas de areniscas, nos indica un medio de depósito alejado de la influencia continental. La presencia de bancos de caliza oscura, aislados e intercalados y rocas margosas con crucero, quizás sean de un ambiente más allá de la zona de barrera. El alto contenido de concreciones ferruginosas hematíticas y calcáreas, nos expresa un ambiente marino restringido, anóxico. Y por último, el contenido de fauna marina, particularmente de amonitas, es indicativo, sin duda de su origen marino franco.

Formación Simón (Erben, 1956 b)

Definición. Fue definida por Erben (1956 b) e impuso su localidad-tipo en “..las partes inferiores del Arroyo de Simón en la Barranca del Carrizo, al Este de San Juan Diquiyú” (Op cit.).

Distribución. Se puede reconocer su distribución como parte del Grupo Tecocoyunca y del subgrupo Tecocoyunca Inferior. A este grupo se le ha localizado en las áreas ya mencionadas anteriormente. Por lo observado en la Barranca de Rosario Nuevo, se puede diferenciar fácilmente de la Formación Taberna, ya que es más detrítica y, además contiene capas de carbón.

Litología y espesor. Erben (1956 b) la describió así: “ Predominan areniscas amarillentas a cafés, de grano medio a grueso, con estratificación media; areniscas de grano fino cuarcíticas claras que contienen esferoides endurecidos, grandes de color café claro; areniscas conglomerádicas; conglomerado del tipo cualac, limolitas y lodolitas, a veces con colores vivos, lutitas con concreciones calcáreas amarillentas limolíticas; lutitas carbonosas y vetas de carbón; algunos bancos de calizas amarillas pero sin fósiles. El espesor varía entre 80 y 100 m”. En la Barranca de Rosario Nuevo, entre las estaciones E-125 y E-129 se pudo identificar a esta formación por el color que presentan sus estratos: café amarillento o café claro; por su estratificación media representada por areniscas de grano medio, sus capas de carbón, por la presencia de esferoides endurecidos de 2 a 3 cm. de diámetro y, por presentar en la superficie de estratificación de las areniscas huellas de oleaje. No se midió el espesor, ya que no se delimitó su parte superior.

Relaciones estratigráficas. Según Salas (1949), la Formación Simón sobreyace a la Taberna y subyace a la Otatera en forma concordante [transicional]. Sin embargo, Erben en su trabajo. “El Jurásico Inferior y sus Amonitas “. P 117 y 110, presenta un contacto anormal entre la Cuarcítica Cualac y la Otatera, faltando las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón. Esto lo observó dicho autor “Cerca del Arroyo de El Consuelo, entre las partes superiores del Arroyo de Los Muertos y la Barranca de Cortés”. También observó lo mismo “A lo largo del Arroyo de El Consuelo, desde el Campamento viejo hacia el oeste, hasta la cascada de este arroyo...” Edad. Erben (1956 b) indicó que: “No se encontraron fósiles, con excepción de plantas terrestres [paleo vegetales]. Por su posición sobre el Bajociano Superior fosilífero, probablemente corresponda al Batoniano Inferior y Medio”.

Sin embargo, basándonos en los resultados del trabajo paleontológico de Sandoval y Westermann (1987), la edad que le corresponde a esta formación, por su posición estratigráfica es la de Bajociana Tardía- Batoniana Temprana.

Resumen de los resultados de la revisión bibliográfica y de la geología regional y local:

Prácticamente, durante algunas décadas, no hubo cambios sustanciales en la estratigrafía de la región de Tezoatlán-Tlaxiaco-Huamuxtitlán. El “ordenamiento” estratigráfico realizado por Erben (1956), ha permanecido casi intacto, hasta antes del presente trabajo.

En lo que se refiere a las edades de las unidades litoestratigráficas, éstas habían permanecido también, tal y como lo impuso Erben, sin sufrir ningún cambio, a pesar de haber resultado, algunas inexactas y confusas, por un lado debido a la ausencia de fósiles en los intervalos lito estratigráficos de origen continental y, por otro, a los amplios rangos de los taxos de paleo vegetales contenidos en las capas de lutitas carbonosas intercaladas en dichas unidades (formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac). Además, la falta de control estratigráfico, para apoyar los estudios paleontológicos y paleobotánicos, ha dado como resultado que, tanto la estratigrafía en general, como la local, permanecieran sin sufrir algún cambio sustancial en la corrección o determinación precisa de sus edades. Mientras no haya un control estratigráfico en cualquier estudio paleontológico y paleobotánico, sus resultados, para efectos geológicos, serán infructuosos.

En el aspecto estratigráfico: Wieland y Bonillas (1914-1916), en su interesante trabajo sobre la medida y descripción de la columna estratigráfica de la Barranca de El Consuelo, establecen la columna básica que presentan datos exactos de la lito estratigrafía y bioestratigrafía (paleo vegetales) para dicha región.

Erben (1956 a,b) realizó un reordenamiento fundamental de las unidades litoestratigráficas, definiendo los grupos Consuelo y Tecocoyunca, así como las formaciones litológicas que los conforman. Esto lo hizo en las áreas de Tezoatlán y El Consuelo.

Carrasco-Ramírez (1981) y González-Torres (1989), hicieron también importantes aportes a la estratigrafía de las regiones de Tlaxiaco y Tezoatlán, respectivamente. Hay que mencionar que, para ambos, el poder separar a las formaciones Zorrillo y Taberna, no fue posible, considerándolas como una sola unidad litoestratigráfica, aduciendo sus semejanzas litológicas.

Por otro lado, González-Torres, dividió el Grupo Tecocoyunca en dos subgrupos: “Unidad Tecocoyunca Inferior” integrada por las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón y la “Unidad Tecocoyunca Superior” constituida por las formaciones Otatera y Yucuñuti. También es importante indicar, que este último autor, aduciendo varias dificultades, entre ellas, las semejanzas litológicas entre las formaciones Zorrillo y Taberna y sus estrechos espesores, no aptos para ser representadas a la escala convencional, entre otras, propone el abandono de las agrupaciones hechas por Erben para el Grupo Tecocoyunca.

Sandoval y Westermann (1987), lograron delimitar a las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón en el área de Mixtepec.

Con estos antecedentes fundamentales, el presente autor, logró redefinir algunos intervalos lito estratigráficos de la columna regional, así como presentar la proposición de una nueva y más adecuada agrupación de las formaciones en los grupos Consuelo y Tecocoyunca.

En el aspecto cronoestratigráfico: Wieland (1914.1916) desarrolló el primer trabajo bioestratigráfico y taxonómico importante en el área de El Consuelo, llegando a resultados, tanto taxonómicos como bioestratigráficos fundamentales (paleobotánico-estratigráfico). Prácticamente, este es el trabajo que ha constituido la base para el desarrollo de los posteriores estudios paleobotánicos.

Posteriormente, varios paleobotánicos han desarrollado estudios en la Formaciones Rosario (sensu Erben, 1956) (aunque no se sabe cual de las dos facies definidas por el presente autor) y Cuarcítica Cualac, estudiando tanto conjuntos originales como haciendo una revisión del material recolectado con anterioridad por Wieland.

En cuanto a estudios paleo zoológicos, todos ellos se han realizado, sólo en un intervalo corto perteneciente a la parte inferior del Grupo Tecocoyunca, específicamente en la Formación Taberna.

Hay que mencionar que se observó que, los resultados geocronológicos de todos estos estudios, no son congruentes. De estos, solo Sandoval y Westermann (1989), con control estratigráfico lograron definir dos biozonas restringidas al intervalo geocronológico Bajociano Temprano Tardío-Bajociano Tardío Medio, siendo ésta, hasta antes del presente trabajo, la única edad precisa obtenida con base en la presencia de amonitas en toda la columna litoestratigráfica del Jurásico de Oaxaca y Guerrero.

Localmente, puede decirse, que tampoco ha habido cambios importantes en la geología. Se han hecho algunos trabajos con objetivos geoeconómicos que han determinado grosso modo “ la geometría de las capas carboníferas, así como su potencial calidad de los carbones Cortés Obregón y Luís Torón et al. 1957, Banco de México).

Con base en las observaciones de campo (9 visitas exploratorias), se propone un reagrupamiento de las unidades litológicas que conforman a los grupos Consuelo y Tecocoyunca: en el Grupo Consuelo, se propone que, sólo esté conformado por la Formación Rosario (sensu Erben, 1956 a,b), y que sea dividida a su vez en dos formaciones. la inferior, que puede seguir llamándose Rosario (o facie fina-carbonosa); y la superior (y lateral) como Conglomerado Prieto (o facie conglomerádica), ya que, por un lado, la Formación Rosario, definida por Erben, se logró diferenciar su secuencia en dos unidades, las cuales se interdigitan lateral y verticalmente. Estas unidades son las facies fina-carbonosa (Formación Rosario) y conglomeradica (Formación Conglomerado Prieto), por el otro, las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac presentan diferencias notables en su litología, geometría así como en su génesis: la primera es volcánica y la segunda cuarcítica.

También localmente, en la Barranca de Rosario Nuevo, se logró diferenciar y delimitar a la Formación Taberna de la subyacente Zorrillo y de la sobreyacente Simón.

Así, con base en la ausencia de edades precisas en las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac, entre otras, el presente autor decidió aplicar el Método Palinoestratigráfico en la secuencia que aflora en la Barranca de Rosario Nuevo. En el capítulo posterior, se expondrán los resultados de dicho método.

PALINOESTRATIGRAFÍA

INTERPRETACIÓN DE LOS PARÁMETROS PALINOLÓGICOS

INTRODUCCIÓN

A.- LITO ESTRATIGRAFÍA

B.- BIOESTRATIGRAFÍA

C.- CRONO ESTRATIGRAFÍA

D.- PALEOGEOGRAFÍA

Introducción. Tradicionalmente, a las formaciones conglomerádicas y brechosas, se les ha considerado como unidades con grandes dificultades para determinarles su edad, debido a su carácter macro clástico y, como consecuencia de lo anterior, la ausencia de microfósiles.

Sin embargo, hay que tomar en cuenta que, en estas unidades su contenido no es solo de guijarros y otros clastos gruesos, sino que contienen una matriz de grano fino; también debido a que, en las cuencas tectónicas (grabens), el hundimiento no es continuo, por esto, en las secuencias sedimentarias depositadas en ellas, hay intervalos de depósito de baja energía, razón por lo cual, a intervalos periódicos se depositan sedimentos finos intercalados entre los gruesos.

Este es el caso para las Formaciones mencionadas, ellas contienen en su secuencia litoestratigráfica capas de lutitas carbonosas, limonitas y areniscas de grano fino, las cuales, en su mayoría, pueden presentar impresiones de paleo vegetales y restos orgánicos microscópicos (esporas y polen).

Ahora bien, los resultados de los estudios paleobotánicos de impresiones de paleo vegetales en las áreas aledañas y en otras localidades (El Consuelo y Barranca de Tecocoyunca) resultaron infructuosos, debido a dos razones muy importantes: primero, los rangos geocronológicos de la mayoría de sus taxa, son muy amplios y segundo, con excepción del de Wieland (1914-1916), todos los demás carecen de un control estratigráfico. Por ello, y viendo el presente autor la dificultad que presentan las secuencias litoestratigráficas continentales, particularmente las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac,

para la obtención de su edad, llegó a la determinación de aplicar el Método Palinoestratigráfico en dichas secuencias.

Como inicio del proceso de este estudio se trazó una poligonal topográfica abierta con el fin de tener una base, donde proyectar todos los datos y parámetros palinológicos y, como consecuencia, elaborar la columna estratigráfica de la secuencia, también con los mismos datos y parámetros registrados en la poligonal. Así, sobre la trayectoria de ésta (ver planos 3) que atravesó toda la secuencia aflorante en la Barranca de Rosario Nuevo, se llevó a cabo un muestreo sistemático, extrayendo un volumen constante de sedimento fino, intercalado entre los flujos conglomerádicos y brechosos mencionados.

Muestreo sistemático.

Formación Conglomerado Prieto. En la columna 1 y planos 3, están indicadas las posiciones de las muestras palinológicas extraídas y analizadas; en total se extrajeron 5 muestras, en el sentido ascendente: MP-15, MP-16, MP-16 A, MP-16 B y MP-17. La litología de la mayoría de ellas corresponde a lutita carbonosa. Todas se encuentran “empaquetadas” entre dos capas de areniscas conglomerádicas y éstas últimas entre dos flujos de conglomerado. Estas muestras se estudiaron tanto macro como microscópicamente. Formación Cuarcíticas Cualac. De esta unidad se extrajeron 12 muestras : MP-18 (limolita carbonosa) MP-19 (lutita carbonosa), MP-19 A (lutita carbonosa) ; MP-20, MP-20 A (limolitas carbonosas) ; MP-21, MP-21 A, MP-21 B (lutitas carbonosas); MP-22, MP-22 A, MP-22 B (lutitas carbonosas); MP-23 (lutita carbonosa). También se estudiaron de las dos maneras.

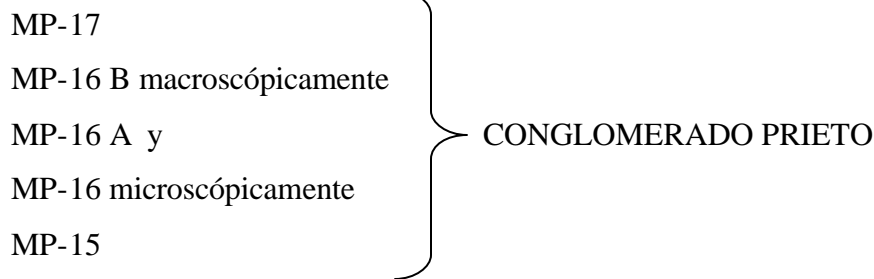
Formación Zorrillo. Se extrajeron 10: MP-24, MP-25, MP-26, MP-27, MP-28, MP-29, MP-30, MP-31 y MP-61; sólo se estudiaron microscópicamente. Es pertinente indicar aquí que, para el estudio macropalinológico, arriba de esta secuencia de muestras, se adicionó un grupo de 9 muestras alóctonas (MP-01 a la MP-09), traídas desde una localidad cercana inmediata al sureste del Cerro Pachón (ver planos 3), de un zocavón; se situaron por correlación de capas. En la relación siguiente, se presenta más claramente esta situación:

Muestra tipo de estudio Unidad estratigráfica

MP-09	}	ZORRILLO
MP-08		
MP-07		
MP-06		
MP-05 interpolación del zocavón		
MP-04		
MP-03 (solo microscópicamente)		
MP-02		
MP-01		

MP-31	}	ZORRILLO
MP-30		
MP-29 (sólo microscópicamente)		
MP-28		
MP-24		

MP-23	}	CUARCÍTICA CUALAC
MP-22 B		
MP-22 A		
MP-22		
MP-21 B macroscópicamente		
MP-21 A		
MP-21 y		
MP-20 A microscópicamente		
MP-20		
MP-19 A		
MP-19		
MP-18		



Las muestras fueron procesadas en el Área de Geoquímica Inorgánica del Instituto Mexicano del Petróleo, situado en la Zona Industrial de la Ciudad de Pachuca, en el Estado de Hidalgo, México. También en esta misma área el presente autor llevó a cabo el análisis óptico del residuo palinológico de la mayor parte del conjunto de las muestras; la otra parte se estudió en el Departamento de Palinología en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El estudio óptico se llevó a cabo con microscopios Zeiss y Leite, equipados con sistemas de polarización, campo claro y contraste de fases. Una de las actividades que se llevó a cabo durante el “barrido” de las laminillas palinológicas T.K. y T.U., fue la de identificar a los palinomorfos; para cada uno se elaboró un bosquejo a lápiz, indicando en ellas dimensiones y forma de sus elementos físicos, con la finalidad de obtener su clasificación taxonómica. Aunque al final se trató de tomar microfotografías de todos los palinomorfos identificados, debido a causas ajenas, no se pudo prolongar la permanencia en el Instituto Mexicano del Petróleo; por tanto, solo se pudo hacer el análisis hasta la muestra MP-23, además se interrumpió la toma de microfotografías. Gracias a la ayuda del Ingeniero Carrasco, en ese entonces, Gerente de Exploración de la misma institución, pude tomar las microfotografías en las instalaciones de la misma en la Ciudad de México. Por todo esto, algunos palinomorfos se identificaron y clasificaron basándose sólo en sus bosquejos y, otros sólo con sus microfotografías.

ANÁLISIS DE LOS PARÁMETROS PALINOLÓGICOS

Este consta de dos partes: macroscópico y microscópico. Con el análisis macroscópico de los residuos palinológicos, se obtuvieron 8 parámetros (ver Tabla 10):

- 1) Abundancia del residuo palinológico (TK.)
- 2) Abundancia del residuo palinológico (T.U.)

- 3) Color del residuo palinológico (T.K.)
- 4) Color del alcohol etílico glicerinado (T.K.): Abundancia de hidrocarburos; Abundancia de hidrocarburos aromáticos; Índice de Alteración Térmica (IAT); Niveles estratigráficos con influencia marina marginal

ANÁLISIS MACROSCÓPICO

Desde el punto de vista palinológico, a la materia orgánica no soluble contenida en los sedimentos y rocas sedimentarias, se le llama kerógeno. El petróleo se genera, cuando el kerógeno es químicamente dissociado como consecuencia del incremento de la temperatura, del paso del tiempo geológico y de la presión de soterramiento dentro de la cuenca sedimentaria. Según el modelo cinético de Makenzie y Quigley (1988), el petróleo se genera siguiendo las siguientes etapas: 1.- Inmadura. Precede a la generación del petróleo (equivale a la Diagénesis de Tissot y Welte, 1978). A esta fracción de la materia orgánica que reacciona a bajas temperaturas, se le llama bitumen.

2.- Generación del aceite y gas, a partir del kerógeno lábil, conteniendo lípidos (exinita). 3.- Generación de gas húmedo/ gas condensado, como resultado de la descomposición del aceite producido en la etapa anterior. Las etapas 2 y 3 corresponde a la de Catagénesis de Tissot y Welte, 1978. 4.- En esta solo se produce gas seco, a partir del kerógeno refractario (vitrinita). Corresponde a la etapa de Metagénesis de Tissot y Welte, 1978. (Allen y Allen, 1990).

La materia orgánica soluble en los solventes orgánicos (cloroformo y tetracloruro de carbono), se le llama bitumen o extracto bituminoso, está compuesto por sustancias macromoleculares de componentes heteroatómicos, cuyo tipo y abundancia dependen de tres factores: 1) el tipo de materia orgánica depositada en la cuenca; 2) grado de transformación sufrida por la materia orgánica, desde el momento en que fue depositada en el fondo de la cuenca, hasta la producción de hidrocarburos en el subsuelo, bajo el aumento de temperatura y del paso del tiempo geológico; 3) la distancia de migración, desde la roca generadora hasta la roca almacenadora (Allen y Allen, 1990).

Entonces, en el análisis macroscópico llevado a cabo en los frasquitos que contienen el residuo palinológico (Figura 2), resguardado en AEG, en realidad se analizan, tanto el kerógeno como el bitumen de la materia orgánica original; el primero corresponde al

residuo depositado en el fondo de los frasquitos, y el segundo ya se encuentra ya mezclado en el AEG, al cual le ha inferido un color, de acuerdo al tipo de materia orgánica de que se trate. En la Tabla 10 se presentan los parámetros ya mencionados, adicionalmente, al principio de la tabla aparecen 4 parámetros físicos de la columna estudiada, los cuales no son palinológicos, pero sin embargo, son de importancia como apoyo de interpretación.

A.- LITO ESTRATIGRAFÍA

ANÁLISIS LITOLÓGICO

Color de la roca seca. Como se sabe, no es lo mismo el color original de una roca sedimentaria que el de su superficie intemperizada. En los dos casos, las coloraciones dependerán de su composición mineral y orgánica.

En la Tabla 10 se puede observar el color original (sin intemperismo), que presenta cada muestra de roca seca. En la secuencia se observa la presencia, tanto de colores claros (gris claro) como oscuros (gris oscuro, verde olivo y negro). En la parte inferior de la secuencia predomina el gris oscuro, abajo y verde olivo, arriba. En la parte superior predominan los colores gris claro y el negro. Es importante indicar que los colores verde olivo y gris oscuro, solo se presentan en el intervalo corto inferior. Hay que observar que, más estrictamente, la columna se puede dividir en tres intervalos: el inferior básico, constituido solo por los colores gris oscuro y verde olivo, restringidos a la unidad litológica basal Conglomerado Prieto; la intermedia constituida solo por el color gris claro, representando estratigráficamente a la Formación Cuarcítica Cualac; y la tercera, en la cual se inicia la presencia de materiales carbonosos (lutitas y carbón, en negro), haciéndose más abundantes hacia su parte superior ya formando parte de la Formación Zorrillo. Es decir que, para iniciar, este parámetro ya nos diferencia y caracteriza a las tres unidades litológicas en la secuencia.

De esto podemos deducir que, cada intervalo caracterizado, expresa una petrogénesis propia: así, por ejemplo, el color verde olivo, con presencia única en la Formación Conglomerado Prieto, es de origen andesítico. El color verde olivo, probablemente se debe al fenómeno de propilitización que sufren las andesitas bajo soluciones deutéricas calientes e hidratadas (Huang Walter T., 1924).

Granulometría de la Roca muestreada. La clasificación petrográfica de las muestras extraídas en la secuencia estudiada incluye una variedad de granulometrías: areniscas conglomerádicas, areniscas de grano medio, areniscas de grano fino, limonitas carbonosas, lutitas carbonosas y carbón.

De la observación de la columna correspondiente en la Tabla 10, se capta lo siguiente: los materiales más finos predominan al través de toda la secuencia; también se observa que, en general, se nota una tendencia a disminuir la granulometría hacia arriba de la secuencia (también esto pasa con la roca encajonante), es decir tenemos un “fining up”, característica de una trasgresión.

Al inicio del tercer intervalo superior, existe un corto intervalo con un comportamiento anómalo: aquí se conjuntan las dos tendencias, aunque es predominante la “fining up” (al principio). Este corto intervalo corresponde al intervalo lito estratigráfico de transición entre las formaciones Cuarcítica Cualac y Zorrillo que es un transición entre materiales gruesos y finos y que corresponde al cambio de color de la roca seca para el intervalo superior. Tectónicamente, este intervalo es muy importante, pues coincide con el aumento de aporte del material cuarzoso, significando que, la fuente de aporte cambió gradualmente, debido quizás a un basculamiento del bloque tectónico que contenía a la cuenca de depósito. La parte restante de este intervalo, se caracteriza por su casi constancia en su granulometría, esto es congruente con la naturaleza litológica de la Formación Zorrillo, el cual presenta un carácter rítmico en su secuencia, expresando condiciones más estables en la cuenca.

Roca Encajonante. Es aquella que cubre o “empaqueta” a las capas delgadas, por lo general de grano fino; guarda una relación estrecha con ellas, representando el extremo opuesto de condiciones tectónicas, pero el mismo tiempo, están ligadas entre sí.

La secuencia estudiada por el presente autor, con base en su carácter litológico, resalta por su propia naturaleza, las diferencias notables y contrastantes que existen entre las tres unidades: la basal, de origen volcánico (naturaleza andesítica), la intermedia de origen metamórfico (naturaleza cuarcítica) y la superior, metamórfico y carbonoso (naturaleza cuarcítica y carbonosa).

El aspecto textural, también denota sus profundas diferencias: la basal, un ortoconglomerado andesítico; la intermedia una brecha cuarcítica y, la superior, secuencias

rítmicas de capas delgadas de areniscas finas (con sus notables nódulos hematíticos), lutitas carbonosas y carbón.

Esta naturaleza de la secuencia, la convierte en una excelente localidad para la aplicación del método palinoestratigráfico, ya que de antemano, se tiene una subdivisión ya indicada claramente por sus mismas naturalezas litológicas contrastantes.

Contenido de Carbonato de Calcio. A pesar de que, con anterioridad se ha considerado a estas formaciones como de origen continental, algunos autores han indicado evidencias geológicas de una posible presencia de ambientes carbonatados (Erben, 1956 a, p.116; González-Torres, 1989, p. 67). Por estas razones, particularmente en las Formaciones Conglomerado Prieto, Cuarcítica Cualac y Zorrillo; para corroborar lo indicado por estos autores, se llevó a cabo el análisis volumétrico del Carbonato de Calcio en las muestras colectadas. El análisis se realizó en el laboratorio de Química de la División de ciencias de la Tierra de la Facultad de ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este parámetro, divide a la secuencia en dos intervalos: el inferior, constituido por valores muy bajos, abarcando a las palinozonas A la E, correspondientes a las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac; el intervalo superior, caracterizado por altos valores, incluye a las palinozonas F a la I, este intervalo se inicia en el nivel estratigráfico transicional entre la Cuarcítica Cualac y la Zorrillo; en esta última palinozona I, este valor se “dispara” hacia valores muy altos, indicándonos una cercanía extrema a los ambientes marinos francos (el contenido de CaCO_3 para una caliza biógena es de 47.71 %). Nótese que, el comportamiento de este parámetro, es congruente con los tres anteriores: al aumento gradual de CaCO_3 , se inicia, precisamente donde los colores oscuros de la roca seca muestreada se inician; donde se encuentra el intervalo anómalo y se estabiliza la granulometría; y donde la roca encajonante disminuye su granulometría y se estabiliza.

ANÁLISIS DEL RESIDUO PALINOLÓGICO

Abundancia del Residuo Palinológico (Técnica Kerógeno) (Tabla 10)

Este parámetro se obtiene, en forma directa, al medir (en mm) la altura del material sedimentado en el fondo del frasquito con alcohol etílico glicerinado (Figura 2). Depende de la abundancia de las materias mineral y orgánica resistentes a los ácidos, así como de los minerales de neoformación que se producen por la reacción de aquellos con los minerales

de la muestra tratada. Entonces, la abundancia del residuo palinológico es una característica de gran importancia estratigráfica, ya que es propia de cada tipo de roca sedimentaria o sedimento tratado, por lo que permite identificar las formaciones sedimentarias (Rueda-Gaxiola, 1993). Este parámetro se ha utilizado en otros trabajos de aplicación del método palinoestratigráfico, para diferenciar formaciones marinas de las transicionales y continentales, donde las primeras presentan una menor abundancia del residuo que en las segundas.

El residuo palinológico con la Técnica Kerógeno (T K), contiene partículas, tanto minerales como orgánicas. Las primeras son aquellas que presentan mayor resistencia a los procesos de la erosión mecánica y al efecto destructor de los ácidos utilizados durante el proceso de laboratorio. En cambio, las partículas orgánicas son aquellas que resisten solo a los procesos mecánicos de erosión y de oxidación. Entonces, la abundancia de este tipo de residuo está controlada por los procesos ya mencionados y su comportamiento al través de la secuencia nos expresará la historia evolutiva sedimentológica de ésta

El conjunto de frasquitos con alcohol etílico glicerinado (AEG), tanto de ala T. K. como de la T.U., presentan dos características: unos cuantos (6 en las de T.K. y 2 en las de T.U.), se presentan sin residuo en su fondo, a estos se les considera como residuo en “suspensión” y la mayoría presenta un residuo depositado en el fondo.

Observando y relacionando las columnas de la Tabla 10, se ve que los niveles en suspensión en ambas no coinciden: frente a los niveles en suspensión de la columna T. K., el nivel del de la TU., contiene residuo palinológico orgánico en un porcentaje notable, ¿Qué nos indica esto?, nos indica que, la razón por lo cual la muestra procesada no tuvo residuo (T.K.) es que, la muestra de roca sedimentaria, sólo en su mayor parte estaba constituida por materia micromineral lábil frente a los efectos del proceso por T.K.; por su parte, en los frasquitos de T.U. en suspensión, la poca materia microorgánica presente, por sus características de tamaño y densidad, se mantienen en suspensión en el AEG; o según Rueda-Gaxiola, (1993), puede ser que estos niveles correspondan a invasiones marinas instantáneas (geológicamente).

La columna T.K. presenta cantidades muy variables que permitió diferenciar 9 palinozonas, en donde estos residuos presentan características propias.

La secuencia, claramente se subdivide en tres intervalos mayores a las palinozonas: el inferior que abarca a las palinozonas A, B, y C; el intermedio con las palinozonas D, E y F y el superior con las G, H e I. En general, el comportamiento de este parámetro es congruente con el de la roca muestreada: cuanto más fino es la granulometría, la abundancia del residuo palinológico T.K. es mayor; por ejemplo, en el intervalo de las palinozonas A y B, que corresponde al de la Formación Conglomerado Prieto, en la palinozona A, aumenta el contenido del residuo porque la granulometría, que es una lutita, se conserva constante; en la B hay un aumento de granulometría por esto el contenido del residuo T.K., disminuye.

En el intervalo de las palinozonas D, E y F, en general, el contenido tiende gradualmente a aumentar (hasta la F basal) que corresponde con un descenso, también gradual de la granulometría. La palinozona F es conspicua, debido a que presenta dos niveles de residuo en suspensión, el primero corresponde a una lutita carbonosa, con un contenido notorio de CaCO_3 y, además, coincide con el cambio gradual de las Formaciones Cuarcítica Cualac con la Zorrillo. Según Rueda y Santillán (1986), las rocas con mínimo residuo palinológico se depositaron en medios marinos, por lo tanto, es posible que, en esta palinozona ambos niveles en suspensión, estén indicando influjos marinos.

En el intervalo superior G, H e I, las condiciones sedimentológicas se presentan más estables, aumentando aún más el contenido de CaCO_3 (en la palinozona H) y, en la I este valor se “dispara” hasta el valor de 10.29 %, lo que nos expresa que las condiciones marinas se intensificaron.

Entonces, con base en el comportamiento granulométrico de la roca muestreada, el contenido de CaCO_3 y del residuo palinológico T.K., las tres unidades litoestratigráficas están claramente diferenciadas. Y se puede concluir que, cada palinozona involucra condiciones geológicas diferenciadas, propias de cada intervalo litoestratigráfico (véase, por ejemplo, la columna de la roca muestreada).

Abundancia del Residuo Palinológico (T.U.) Este parámetro se obtiene de la misma forma que el anterior, solo que éste, depende del tipo y abundancia de palinomorfos (esporas, polen dinoquistes, acritarcas y algas). Hay dos factores fundamentales que controlan la abundancia de este tipo de m.o. Hay dos factores fundamentales que controlan la

abundancia de la m.o. en los sedimentos finos: condiciones tectónicas y paleogeográficas, así tenemos abundante m.o. cuando la actividad tectónica sea baja (predominan detritos finos) y/o cuando la influencia continental sea alta (con predominio de esporas, polen y algas de agua dulce) o cuando el ambiente de depósito sea marino franco (predominio de dinofitocitos, acritarcas y algas marinas). Aunque con este parámetro no podemos saber cuál es la abundancia de cada uno de ellos hasta no haber hecho el análisis microscópico de la m.o., sí podemos saber las condiciones tectónicas y paleogeográficas que imperaron durante el depósito de la secuencia litoestratigráfica en estudio.

Esta columna presenta dos niveles con residuo en suspensión y cada uno de ellos coincide con un alto contenido de residuo palinológico T.K.: el inferior, que corresponde a la muestra MP-16 A que es una lutita carbonosa, no contiene polen esporas, en cambio contiene abundantes cristales evaporíticos (Lámina). La superior MP-01 que corresponde a una capa de carbón, es decir, solo contiene material leñoso carbonizado, el cual es destruido durante el proceso geoquímico.

En cuanto a su comportamiento vertical, podemos ver que la secuencia se caracteriza por presentar dos intervalos diferentes: el inferior que corresponde a las palinozonas A, B y C (parte media), donde en general, hay una tendencia a disminuir; y a partir de la D, iniciándose con valores mínimos, hay una tendencia a aumentar, definiéndose cada vez más claros “ciclos de aumento”: como ya dijimos su interpretación es bipartita: hacia arriba, gradualmente, la actividad tectónica fue disminuyendo o hubo cada vez más una mayor influencia continental. Nótese que, por lo general, cada palinozona se caracteriza por una naturaleza propia de este parámetro.

Color del Residuo Palinológico (T.K.) Por estudios palinoestratigráficos realizados (Rueda-Gaxiola, 1973 al 2004), se ha demostrado ampliamente que, el color del residuo ha sido de gran utilidad para diferenciar y caracterizar a las series sedimentarias con características litológicas monótonas en unidades litoestratigráficas más estrechas. Por ejemplo, los Lechos Rojos del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, fue dividido en Aloformaciones, en base al color del residuo (Rueda-Gaxiola, et al., 1989). Según este autor, en las formaciones marinas, el color del residuo es predominantemente negro, y en las continentales es claro.

En nuestra columna tenemos los siguientes colores. Claros: amarillo, gris, y café; oscuros: café-negro, negro-café y negro. Si atendemos al aspecto de predominancia, la columna se

divide en dos intervalos: el inferior, que abarca las palinozonas A. B. C D y E basal, lo cual corresponde a las Formaciones Conglomerado Prieto y la mayor parte de la Cuarcítica Cualac. El superior, desde la palinozona E hasta la I, predominan los colores oscuros. Es decir, que las Formaciones con carácter continental corresponden a las unidades detríticas gruesas inferiores y las de carácter marino que abarca la facie fina superior (de transición) de la Cuarcítica Cualac ya la Zorrillo. Así, veamos que el comportamiento de este parámetro es congruente con el del contenido de CaCO_3 . Otro rasgo interesante es que, el color gris sólo se encuentra en el intervalo que corresponde a la facie brechosas gruesa de la Cuarcítica Cualac, caracterizándola. Más adelante, cuando veamos otros parámetros corroboraremos que en realidad, al través de la secuencia, hubo varias oscilaciones de condiciones paleogeográficas, por eso no tenemos una continuidad de los colores, sólo ligeramente en los tres cortos intervalos de colores gris y negro

ANÁLISIS DEL ALCOHOLETÍLICO GLICERINADO

Color del alcohol etílico glicerinado. El residuo palinológico se guarda en frasquitos cristalinos conteniendo alcohol etílico glicerinado (AEG), con el fin de protegerlo y conservarlo del efecto del medio externo, para la posterior elaboración de láminas palinológicas.

Generalmente, después de una semana, el AEG adquiere coloraciones, de acuerdo al tipo de kerógeno contenido en los frasquitos.

Se ha determinado que los AEG's con colores y coloraciones oscuras, están relacionados con rocas-fuente o generadoras y / o almacenadoras de hidrocarburos, basados en características palinológicas, petrográficas y mineralógicas. Estas coloraciones, se consideran producidas por la presencia de bitúmenes extraídos por adsorción y absorción por el AEG del kerógeno contenido en la materia microorgánica. Así también, el tipo y abundancia de estos bitúmenes que originaron tales coloraciones en el AEG, están relacionados con las características palinológicas de las rocas sedimentarias de las cuales tales bitúmenes provienen (Rueda y Santillán, 1986). En el presente trabajo le llamaremos bitumen a la fracción del kerógeno soluble en el AEG, y kerógeno a la fracción no soluble. De esta manera, estos autores, determinaron los factores geológicos, geoquímicos y físicos que determinan el color del AEG y, utilizaron tales colores como una guía para seleccionar

muestras de secuencias sedimentarias, que pueden ser de interés para la exploración de hidrocarburos en una cuenca de depósito, ya que el color o coloración del AEG está relacionado con la presencia de bitúmenes que tienen características cualitativas y cuantitativas que son relacionadas con: el tipo de materia microorgánica y su grado de madurez, y con las condiciones de migración de los hidrocarburos líquidos en una cuenca.

Abundancia de Hidrocarburos. Los hidrocarburos, son compuestos, constituidos solamente por los elementos hidrógeno y oxígeno. El petróleo es, usualmente una mezcla de hidrocarburos, y otros componentes, como el Nitrógeno, Azufre, Oxígeno y otros elementos menores. Hay tres principales grupos de hidrocarburos encontrados en el petróleo: Pesados, Saturados y Aromáticos.

Los pesados, llamados heterocompuestos, NSO, contienen, a parte de carbono e hidrógeno, otros elementos tales como Nitrógeno, Azufre, Oxígeno. Se subdividen en Resinas y Asfaltos. Son sustancias con un alto peso molecular y son los primeros en descomponerse en el proceso de madurez térmica de la materia orgánica.

Los saturados son compuestos en los cuales, cada átomo de carbono, está completamente saturado con átomos de hidrógeno. Sus estructuras incluyen cadenas rectas simples de átomos de carbono (parafínicos normales o alcanos normales), cadenas ramificadas (isoalcanos) y anulares (cicloalcanos); el metano y etano son ejemplos de alcanos normales simples.

Los aromáticos, es un grupo de hidrocarburos saturados con estructuras cíclicas e incluye algunos importantes componentes biomarcadores que nos permiten correlacionar aceites con rocas-fuentes.

En la secuencia estudiada, los colores y coloraciones que presentaron los frasquitos con AEG, fueron comparados con los colores comerciales Bero1-Prismacolor, y fueron los siguientes: Blanco, Hialino, Amarillo, Amarilla Clara, Amarilla Verdosa, Amarilla Naranja, Naranja Oscura y Naranja Rojiza. Se consideran como color o coloraciones claras, el blanco, hialino, amarillo, amarilla clara y amarilla verdosa. Como oscuros: amarilla naranja, naranja oscura y amarilla rojiza. Los niveles con residuo ausente se consideran como acromáticos y, por lo tanto se desechan del análisis. Aunque las coloraciones oscuras, las tenemos a través de toda la secuencia, estas están más integradas hacia la mitad superior de ella, es decir, donde está situado el intervalo de transición entre las

Formaciones Cuarcítica Cualac y Zorrillo, hasta llegar a la secuencia franca de la misma Zorrillo. (Palinozona F a la I).

Con base en las variaciones de la presencia de coloraciones claras y oscuras, así como en su tendencia, la secuencia se puede diferenciar en 5 intervalos:

El primero abarca las palinozonas A, B, C y D, donde predominan los colores hialino y amarilla clara; corresponde a las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac (parte media inferior). Como en la parte basal tenemos un nivel con coloración naranja oscura, considerada como oscura, podemos decir que la variación de este intervalo es de oscuro a claro (hacia arriba).

El segundo corresponde a la palinozona E, la cual solo presenta la coloración amarilla clara; y corresponde al intervalo de cambio de facie granulométrica de la Formación Cuarcítica Cualac.

El tercero, correspondiente a la palinozona F y a la muestra basal de la G, el cual presenta un predominio de coloraciones oscuras. Este es el intervalo lito estratigráfico de transición entre las Formaciones Cuarcítica Cualac y Zorrillo.

El cuarto, abarca la mayor parte superior de la palinozona G y la basal de la H, con solo coloración amarilla clara; y corresponde a la parte inferior de la Formación Zorrillo.

El quinto, corresponde a la mayor parte superior de la palinozona H y a la I., representa a la parte superior de la Formación Zorrillo.

En forma cuantitativa, Rueda y Santillán (1986), obtuvieron la relación entre el color del AEG y la abundancia (en %) de cada uno de los tres tipos de hidrocarburos ya mencionados. A continuación se presentan los porcentajes que dichos autores obtuvieron, y en el presente trabajo los utilizaremos para los colores obtenidos de la observación de los frasquitos:

COLOR Y COLORACIÓN H. S. H. A. H. P.

	%	%	%
Hialino	44.86	29.20	25.92
Blanco	15.93	18.63	65.43
Amarillo	33.00	20.64	46.53
Amarilla verdosa	35.36	26.96	37.66

Amarilla clara 28.83 27.96 43.20
Amarilla naranja 23.54 37.32 39.13
Naranja 17.52 17.35 65.13
Naranja oscura 31.23 26.00 42.77
Naranja rojiza 20.60 22.95 56.45

H.S. = Hidrocarburos Saturados

H. A = Hidrocarburos Aromáticos

H. P. = Hidrocarburos Pesados

Al graficar estos datos, se obtuvieron tres curvas, las cuales se presentan en la Tabla 10. En donde se observa que, con excepción de las palinozonas B y D, los hidrocarburos pesados, se presentan en abundancia dominante sobre, los saturados y aromáticos, en el resto de la secuencia. La abundancia más alta se encuentra en la formación basal Conglomerado Prieto (palinozona B), teniendo valores casi constantes en el intervalo restante.

La presencia de los tres tipos de hidrocarburos a través de toda la secuencia, nos expresa que, las capas muestreadas, fungieron como roca-fuente y que, bajo su evolución térmica llegaron a la etapa de la “ventana del petróleo“, generando tanto aceites macromoleculares (pesados), como micromoleculares (saturados y aromáticos). Sin embargo, por la baja cantidad que presentan los saturados y aromáticos se infiere que la madurez de la materia orgánica solo llegó a la 3ª etapa, según la teoría cinética de Mackenzie y Quigley (1986) o la catagenética de Tissot y Welte (1978). Por otro lado, con respecto a las relaciones de estas curvas con las unidades litológicas, se puede decir que, la más alta abundancia caracteriza a la formación basal Conglomerado Prieto y, y los valores menores y constantes en casi el resto de la secuencia caracterizan a las Formaciones Cuarcítica Cualac y la Zorrillo, diferenciándonos a los Grupos Consuelo y Tecocoyunca.

Abundancia de Hidrocarburos Aromáticos.

Están constituidos por tres tipos: monoaromáticos, diaromáticos y tri + poliaromáticos. Rueda y Santillán (1986) determinaron que, “...los líquidos con color blanco y hialino contienen casi exclusivamente monoaromáticos y que, cuando los otros aromáticos

aumentan en abundancia, el color del líquido (AEG) adquiere una pigmentación ligeramente amarilla. También encontraron que, los colores y coloraciones amarillo, amarilla verdosa, amarilla clara y amarilla naranja, contienen gran cantidad de diaromáticos, siendo poco abundantes los monoaromáticos y los tri + poliaromáticos. Aunmas encontraron que los colores y coloraciones naranja y naranja oscura contienen una gran cantidad de tri + poliaromáticos, mientras que los monoaromáticos y los diaromáticos están subordinados en cantidades sensiblemente iguales.

Hay que recordar que el color del AEG, se debe principalmente al tipo de bitumen contenido en la roca fuente.

Así vemos que, las tres curvas tienen un comportamiento totalmente irregular a través de la secuencia: los monoaromáticos dominan en las palinozonas A, B, y D, que corresponde a las dos formaciones detríticas gruesas básicas y si se observa la columna de “ tipo de materia microorgánica dominante “, vemos que en esos intervalos, las rocas fuente contiene materias algácea, leñosa y carbonosa (AWC); es decir predominantemente continental (WC), mientras que en los demás niveles donde los monoaromáticos pierden su hegemonía la materia microorgánica es, predominantemente algácea (A), que es donde predominan los diaromáticos.

Así vemos que este parámetro, es altamente sensible a los cambios ambientales de depósito: la influencia continental se suscita e n las palinozonas A (parte superior), B y D; la de mediana influencia marina marginal en la base de la A, C, E, G, y H; la de alta influencia marina en las palinozonas F e I.

Entonces, según la clasificación dada por Mackenzie y Quigley (1988), en las palinozonas A (base), C, B (base), C, D (parte media), E, F (parte media), G (menos la basal), H e I (parte inferior y superior), pertenecen a la roca-fuente tipo I; en la A (parte superior), B (parte superior), D (inferior y superior), F (inferior y superior), G (inferior) e I (parte media) al tipo II. Es decir que, las capas carbonosas que se muestrearon en l a secuencia de la Barranca de Rosario Nuevo, produjeron aceite, gas condensado y gas seco. Variando las temperaturas entre los 100 °C y los 180 ° C, que incluye la ventana del petróleo.

Índice de Alteración Térmica (IAT)

Este parámetro, no solo depende del efecto termal sobre la materia orgánica en el subsuelo, sino que, también depende de los fenómenos de oxidación que afectaron a esta materia, antes de que sea depositada en el fondo de la cuenca o durante el depósito en el subsuelo (Rueda y Santillán, 1986); también depende del tipo de materia orgánica contenida en la roca-fuente.

Para definir el comportamiento de este parámetro, se utilizaron las relaciones que Rueda y Santillán (1986) obtuvieron entre los colores y coloraciones del AEG y los diferentes valores del Índice de Alteración Térmica (IAT).

En general, la secuencia de rocas-fuente se caracterizan por presentar predominantemente el grado da alteración "ligeramente madura", sólo en la p arte basal, parte superior de la palinozona A, se presenta una anomalía con un grado mas alto de "moderadamente madura". Obsérvese que estas dos rocas-fuente contienen los tres tipos de materia orgánica: AWC, pero también los tenemos en las palinozonas superiores B y D y, sin embargo no presentan el mismo grado de alteración, ¿porqué? Veamos: en los niveles estratigráficos donde las rocas-fuente contienen las materia algácea, leñosa y carbonosa, su grado de alteración va de " inmadura " a " ligeramente madura ", donde no, sólo contiene materia algácea; esto nos expresa claramente que el factor responsable es el tipo de materia orgánica contenida en las rocas-fuente., pero, ¿ en el nivel anómalo?. La única explicación que se le podría dar es relacionándola a un efecto térmico tectónico, ya que, a 21.25 m del nivel muestreado, existe una falla que pone en contacto a las unidades Conglomerado Prieto y Unidad Diquiyú. J. J. Valencia Islas y J., Jacobo Albarrán, determinaron calentamientos del Tmax entre los 550° C y 560° C en la Cabalgadura de Chuveje en la Sierra Madre Oriental en el Estado de Querétaro, en puntos estructurales aledaños a la falla de corrimiento. Entonces, es factible que esta sea la razón de la anomalía existente en la base de la secuencia (in Memorias del 9° Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica, 2004).

Niveles con probable influencia marina marginal. Adjunto a la columna del IAT, se han indicado algunos niveles estratigráficos, donde se considera la existencia de influjos marinos marginales. La determinación de estos niveles se basó en las características que presentan, indiferentemente algunos parámetros, indicativas de estos influjos: así, la muestra basal de la secuencia (MP-15), el valor, aunque bajo, es representativo, el color

negro del residuo palinológico, la coloración naranja rojiza del AEG, el mínimo valor en el porcentaje de los monoaromáticos, la presencia única de materia algácea y la presencia del elemento *Incertae Sedis*, de origen marino, determinaron las condiciones de un influjo marino marginal

La muestra MP-24, situada en la palinozona F: por el color negro del residuo palinológico (T. U.) y el alto contenido de Carbonato de Calcio

La muestra MP-30 situada en la palinozona G: su contenido notable de Carbonato de Calcio, la coloración negro café del residuo palinológico, el predominio de los diaromáticos y el solo contenido de la materia algácea.

La muestra MP-01, basal de la palinozona H: contenido alto de Carbonato de Calcio, coloración negro café del residuo palinológico, predominio de los diaromáticos y contenido único de materia orgánica algácea.

La muestra MP-02, dentro de la palinozona H, contenido notable de Carbonato de Calcio, coloración negro café del residuo palinológico, predominio de los diaromáticos y única presencia de la materia orgánica algácea.

Muestra MP-04, en la palinozona H contenido notable de Carbonato de Calcio, residuo palinológico color negro, predominio de los diaromáticos y residuo en suspensión T. K.

Muestra MP-09, palinozona I, última de la secuencia estudiada: contenido muy alto de Carbonato de Calcio (10.37 %), abundante residuo palinológico T. U., coloración negra café del residuo palinológico, coloración naranja rojiza del AEG y la única presencia de la materia orgánica algácea.

Hay que hacer mención que la presencia de los elementos *Incertae Sedis* ya mencionados, tienen un largo alcance estratigráfico, desde la palinozona basal A hasta la E, abarcando las Formaciones detríticas Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac. En el presente trabajo, estos elementos se encontraron solos, no como los encontró el Dr. Rueda-Gaxiola, sin embargo su sola presencia es un indicativo de una probable influencia marina. Otro rasgo que apoya esta determinación fueron las capas de carbonato de calcio que el presente autor observó en la parte media de la secuencia de la facie fina carbonosa de la Formación Rosario, unas decenas de metros abajo del Conglomerado Prieto; también, sobre esta misma formación el estudiante de geología del Politécnico Enrique Urbina, encontró, rodado sobre esta formación, un fragmento de coral del género *Palaeastraea* Kühn, 1936

(identificado por la Dra. Blanca Estela Buitrón, 2000), entonces, las evidencias no son pocas y son variadas, por lo que podemos concluir que sí hubo ligeras incursiones marinas sinsedimentarias al través de toda la secuencia, siendo cada vez más intensas hacia la parte superior, en la Formación Zorrillo.

PARÁMETROS PALINOLÓGICOS MICROSCÓPICOS (Tablas 11, 12, 13 y 15).

Contenido Total del Residuo Palinológico (T. K.) (Tabla 11)

Este parámetro, cuantitativo, se obtiene al observar el campo óptico sobre la lámina palinológica, bajo un objetivo de mayor amplitud: 16 / 0.17.

En el residuo están contenidas las materias microorgánica y micromineral sobrevivientes del efecto del proceso geoquímico a que fue sometida la muestra de roca original. Cada valor cuantitativo (%) representa el aspecto a real de los componentes en el campo visual microscópico.

Como se sabe, mientras mayor es la inestabilidad tectónica, las energías en el transporte y en el depósito, serán mayores y, entonces, en estas condiciones, tanto el aporte de materia mineral como orgánica será mayor. Hay que indicar que, en lo que se refiere a la materia mineral, esta está compuesta, en su mayor parte por el conjunto de los minerales pesados, los cuales por su abundancia en el residuo palinológico T. K., nos indicará el nivel energético del ambiente de depósito; lo mismo se puede decir para los fragmentos leñosos y carbonosos, ya que, si ambos se encuentran juntos en la muestra, deben de haberse depositados al mismo tiempo, y si se depositaron al mismo tiempo es que ambos poseen la misma densidad.

Entonces, el factor determinante en el comportamiento de este parámetro será, la inestabilidad tectónica en la cuenca de depósito. Claro, nosotros estamos analizando la roca muestreada no la encajonante, aunque en su proporción adecuada al factor tectónico, también la afectó de una manera directa.

La columna presenta una mayor abundancia hacia las partes inferiores de la secuencia, particularmente en las palinozonas: A, B y C. Este intervalo estratigráfico corresponde a las Formaciones detríticas gruesas Conglomerado Prieto y parte media inferior de la Cuarcítica Cualac. El intervalo superior se caracteriza por contener valores más bajos pero con mayor uniformidad, expresándonos condiciones tectónicas más estables en la cuenca, abarcando la

parte media superior de la Cuarcítica Cualac, facie gruesa y al inicio de su facie fina (areniscas cuarcíticas).

Contenido de la Materia Microorgánica La gran similitud que muestra la secuencia de histogramas con la del parámetro anterior, nos viene a corroborar las similitudes de densidad que existe entre los fragmentos carbonosos y leñosos con los minerales pesados, y por lo tanto este parámetro tiene la misma expresión interpretativa que el anterior. Veamos ahora por separado las abundancias de la materia micromineral:

Contenido de la Materia Micromineral. Presenta una muy aproximada similitud con la abundancia de la materia microorgánica. Este parámetro nos diferencia más claramente a las dos unidades detríticas gruesas, siendo más abundante en la unidad litológica basal Conglomerado Prieto. Es pertinente indicar aquí que, aunque las dos unidades mencionadas son de naturaleza detrítica gruesa, ambas tienen dos diferentes historias sedimentológicas y dos diferentes petrologías: Conglomerado Prieto es de origen volcánico, con una sola fuente última (de primer ciclo), la Cuarcítica Cualac, como su nombre bien lo indica es eminentemente cuarcítica y su fuente de sedimentos es última y próxima (de reciclaje). Por eso, las columnas de los parámetros anteriores analizados, nos expresan dos comportamientos en la secuencia: más altos e irregulares en la parte inferior y, menores y regulares en la parte superior, indicándonos, éste último la naturaleza de reciclaje de depósito.

Aspecto del Residuo Palinológico

Este es un "parámetro" cualitativo, obtenido solo por observación del campo óptico. Se califica por medio de dos términos: regular (R) e irregular (I). La regularidad y la irregularidad, es el aspecto que presenta el residuo palinológico y se refiere o se especifica como la distribución que las partículas orgánicas y minerales presentan con base en su tamaño y forma o la manera de agruparse o diseminarse en ellas.

De manera general, el aspecto del residuo depende de los atributos lito estratigráficos de la muestra; se clasifica como regular (R), cuando las partículas son del mismo tipo, forma y tamaño, y es común en los residuos de rocas propias de medios de baja energía; e irregular, (I) cuando no existe una elección granulométrica, composicional o de forma y tamaño, y es

característico de los residuos de roca de medios de alta energía (Torres-Rivero, 1966). Esta autora se refiere a la madurez textural y composicional de la roca sedimentaria.

Con respecto a la materia mineral (m. m.), vemos que, su aspecto irregular (I) es dominante a través de casi toda la secuencia estudiada, aunque esta se presenta en forma absoluta (m.m y m.o.) en la palinozona B, caracterizada por un alto grado de transporte de sus detritos. Sin embargo, a nivel de muestra, también hay niveles de irregularidad absoluta: por ejemplo, en la palinozona A es dominante la irregularidad; en la C y en la D; las cuales representan a la mayor parte de la secuencia con materiales detríticos gruesos. En cambio, la palinozona E, se caracteriza por presentar predominantemente el aspecto regular

Con respecto a la materia orgánica (m. o.), esta presenta un comportamiento similar a la m.m. Entonces, observando la totalidad de la secuencia, es notorio el cambio gradual desde la base a la cima un cambio gradual de la irregularidad a la regularidad, es decir de alta energía a baja. Esto es congruente con la suposición de que el Grupo Consuelo se considera como de carácter regresivo y al Tecocoyunca como de transgresivo.

Análisis de la Fracción Detrítica

En todas las muestras analizadas bajo el microscopio, se ha observado la presencia continua y notable, de varios elementos de minerales de los llamados “pesados”, los cuales se presentan, tanto en forma euhedral como “grano”. Por grano se entiende a un mineral, subredondeado que presenta o no vestigios de su forma cristalina original, como consecuencia de un largo transporte. Así, en el presente trabajo, se dividió la abundancia de la m.m en dos grupos: partículas Forma-Euhedral y partículas Forma-Grano.

Forma Euhedral

Las partículas euhedrales, presentes en las rocas sedimentarias, son expresivas de la inmadurez textural de las mismas.

Claramente, en la secuencia, este parámetro caracteriza y divide a ambas unidades litológicas, ya que, las mayores abundancias, se presentan a partir de la palinozona C donde se inicia la Formación Cuarcítica Cualac. En cambio, en el paquete sedimentario de la Formación Conglomerado Prieto, subyacente a la anterior, la abundancia es muy baja. Obviamente esto nos expresa que, la unidad superior es más inmadura que la inferior, y

esto lo demuestra a su vez, la naturaleza textural de cada una: la inferior es un ortoconglomerado andesítico y la superior prácticamente es una brecha sedimentaria cuarzosa; aquélla con una fuente última (de primer ciclo) y esta de una fuente próxima (de reciclaje).

Forma Grano

En el presente trabajo se denomina “grano” a los cristales más resistentes al deterioro, y que por el transporte y los efectos químicos del proceso de laboratorio, han sufrido un redondeamiento notorio, perdiendo, sino todos, la mayoría de sus características morfológicas originales cristalinas.

Este parámetro, también, como el anterior, nos caracteriza y define claramente la génesis de cada unidad litológica: las mayores abundancias se encuentran en la unidad superior, que ha sufrido un proceso largo de reciclaje o de rejuvenecimiento detrítico; en la inferior, unidad con una fuente última, presenta los valores más bajos en el contenido de granos.

MINERALES PESADOS

Aunque el presente trabajo no “enfocó” toda su atención en estos microminerales, si los analizó desde el punto de vista estratigráfico, con el fin de utilizarlos para identificar y caracterizar intervalos lito estratigráficos que nos permitan “conformar la litoestratigrafía de la secuencia mencionada. Estos microminerales presentan varias propiedades físicas y químicas que los diferencia de las demás partículas, con su densidad (2.8), alta dureza, alta estabilidad química durante el sepultamiento, etc., les da un carácter propio en su comportamiento durante el proceso de sedimentación. Así, por ejemplo, un conjunto de minerales pesados, generalmente tiene una menor variedad que la serie de minerales pesados, originalmente derivada de la roca fuente” (Torres-Rivero, 1996). Es decir que, la variedad será decreciente con el aumento de la distancia de transporte y, además, en esta variedad, solo se encontrarán los más resistentes (o mas estables), como son el Circón, Turmalina, Rutilo y Granate (Op cit.). Con lo anterior se puede concluir que, las rocas sedimentarias con mayor madurez textural presentarán una mayor selección de estos minerales, produciendo una madurez composicional.

Actinolita (Lámina I, fotos 3 y 4)

Ocurre en forma de fibras, con un arreglo radial y, algunas veces como agujas entrecruzadas. La actinolita es muy común como constituyente en rocas metamórficas de bajo grado (Facies Verde), y como alteración de alto grado de minerales ferromagnesianos de rocas ígneas (Turner y Verhoonger, 1963). Comparativamente con los otros minerales pesados, el número de elementos de actinolita contenidos en la muestra, es bajo.

A excepción de cuatro muestras, diseminadas a través de la secuencia, que no tuvieron actinolita, todas las demás muestran una variable abundancia: esto nos indica que la actinolita es de origen, tanto metamórfico (Cuarcítica Cualac), como ígneo (Conglomerado Prieto). Como con los otros parámetros anteriores, el comportamiento de su abundancia nos diferencia a las dos unidades litológicas: en la inferior, es más variable y con valores más altos y, en la superior sus abundancias son más constantes y menores; lo que significa que en la inferior la roca fuente es última y en la superior es próxima (es decir de reciclaje).

Anatasa (Lámina I, (fotos 1 y 2)

La anatasa, en rocas ígneas y metamórficas, es un polimorfo de TiO_2 , de baja temperatura, es común en los sedimentos y se origina, generalmente, de manera autigénica a expensas de los minerales titaníferos inestables. Los granos detríticos de anatasa provienen tanto de rocas ígneas como de metamórficas [y se presentan como] frágiles cristales autigénicos (Torres-Rivero, 1996).

La anatasa detrítica, aunque poco común, puede ser encontrada en forma de placas basales redondeadas o bien como granos de formas irregulares, oscuros y opacos. Varias placas basales de cristales pueden estar sobrepuestas o en pequeños agregados casi opacos (Mange et al. 1992, in Torres-Rivero, 1996).

En el presente trabajo, el tipo de anatasa que se observó a través de toda la secuencia presenta una forma tabular, con perfil cuadrado, a veces con zonamiento, con halos oscuros marginales. Con rícoles paralelos presenta coloración amarillo pálido; tiene alto relieve; con los rícoles cruzados presenta coloración amarillo rojizo, casi es isótropo. En algunas ocasiones, se observaron agregados de minerales cuadrados de anatasa (Lámina 2, foto 2). Como las placas basales no muestran rasgos de redondeamiento, se piensa que la

anatasa es de origen autigénico. Su abundancia a través de la secuencia es totalmente decreciente desde la base a la cima.

Apatita (Lámina I, foto 5; Lámina II, fotos 1, 3 y 6)

El apatita, generalmente, se concentra en las porciones más finas de los sedimentos. Los cristales euhedrales son prismas cortos y anchos o largos y delgados, con terminaciones piramidales simples o una combinación de un pinacoide basal o pirámides. Ocasionalmente se encuentran placas basales hexagonales bien desarrolladas. La apatita también ocurre en forma de prismas rotos o como fragmentos irregulares. A pesar de que, muchos de los granos exhiben un redondeamiento, que puede ser incipiente, manifestado como terminaciones curvadas y suavizadas, son más frecuentes las morfologías con un redondeamiento extensivo, ovoide o esférico. Su clivaje es pobre (Torres-Rivero, 1996).

El apatita es un mineral accesorio con baja presencia en, prácticamente todas las rocas ígneas. También se encuentra en pegmatitas, en venas de alta temperatura y en metacalizas; así como en algunos yacimientos de hierro (Turner y Verhoonger, 1963). Los cristales son, generalmente, incoloros, pero, debido a la presencia de manganeso, hierro y tierras raras, algunas apatitas pueden adquirir coloraciones verde gris o café rojizo. Las variedades rojizas son pleocroicamente distintivas en sombras de rojo pálido, café amarillento o café rojizo oscuro.

En el presente trabajo, las características ópticas que se utilizaron para diferenciar los cristales de apatita con los de la turmalina, son los siguientes:

Características ópticas	APATITA	TURMALINA
Luz paralela	Hialino, incoloro O verde pálido	Verde olivo “sucio”, oscuro
Birrefringencia	Débil a moderada	alta
Colores de interferencia	Gris oscuro Gris claro	Azul oscuro Verde oscuro Café amarillento o Amarillo pálido
Alteraciones	Muy pocas	Abundantes inclusiones y/o estriaciones

Este parámetro, claramente caracteriza y diferencia a las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac. Prácticamente su presencia es nula en la unidad inferior (28 a 97

elementos). Contrastantemente en la unidad litológica sobreyacente las cantidades de elementos de apatita en toda la secuencia, son enormes (de 1108 a 4555 elementos). Esto es como respuesta a la petrogénesis de cada unidad y también a su grado de madurez textural. Así, la mayor madurez corresponde a la unidad inferior: Conglomerado Prieto.

Circón (Lámina III, fotos 5 y 9; Lámina IV, fotos 1 y 4)

El circón es un mineral muy común en granitos y otras rocas porfídicas (granudas). En algunas sienitas, su presencia puede ser prominente, llamándosele "sienita de circón". El circón también se encuentra en ciertas rocas metamórficas. Es uno de los minerales más ampliamente distribuidos, siendo altamente resistente a su destrucción durante la erosión y depósito (Turner y Verhooger, 1963). La morfología del circón está determinada por las condiciones físicas y químicas imperantes durante su cristalización, por lo tanto, es utilizada como indicador petrogenético. Su forma varía de euhedral, fragmentos prismáticos (tetragonal) y euhedrales, granos con perfiles bien redondeados, hasta esferas completas (Mange et al.; in, Torres-Rivero, 1996 (Lámina IV, fotos 1 a 4) Los circones son a menudo heterogéneos y presentan varios patrones de zoneamientos que pueden distinguirse a partir de su tipo y origen:

El zoneamiento consiste de bandas muy finas, generalmente paralelas al perfil del cristal, haciéndose densas, cerca del mismo. O un crecimiento discontinuo del cristal, indicado por un sobrecrecimiento, junto con la presencia de elementos raros y radioactivos. Presenta inclusiones de fluidos o de minerales opacos como xenotina, monacita, biotita, rutilo, casiterita, turmalina, circón y polvo (Op cit).

En el presente trabajo, las características que se tomaron en cuenta para identificar al circón fueron: su forma de redondeamiento, ya que esta depende de la forma cristalina original de cada tipo de mineral. La forma predominante de este mineral, en toda la secuencia, es la elipsoidal con halos negros en su periferia (Lámina IV, fotos 1 a 3). Las otras características fueron: su birrefringencia y su alto relieve; y el zoneamiento que presenta este mineral.

La secuencia, por el contenido de circón, se diferencia claramente en dos intervalos: las palinozonas A y B, con muy bajas cantidades y que corresponden a la Formación Conglomerado Prieto; y las palinozonas C a la E. Con muy altas cantidades

correspondientes a la Cuarcítica Cualac. Así, de esta manera, se definen dos aspectos en las dos unidades: el origen petrogenético diferencial de las unidades y del circón, es decir, para el Conglomerado Prieto su origen es volcánico, de alta madurez con una fuente última; y la Cuarcítica Cualac, de origen metamórfico, baja madurez textural y con una fuente próxima de reciclaje.

Turmalina (Lámina II, fotos 4, 5, 7, 8 y 9; Lámina III, fotos 3 y 4).

La turmalina alcanza su máximo desarrollo en granitos y pegmatitas. También se encuentra en granitos turmalizados, en greisen y en “venas “ de alta temperatura. También es característica de ciertos esquistos y gneises, así como en metacalizas (turner y Verhoonger, 1963).

La turmalina puede presentar tres tipos de formas cristalinas: prismas cortos y delgados con terminación en un extremo y raramente en ambos: Las secciones transversales, presentan una forma hexagonal o triangulares con vértices redondeados; como agregados columnares o aciculares o como a gujas radiales. La forma más común es la primera. Como el apatita, también presenta inclusiones, aunque más abundantes.

La turmalina muestra un amplio rango de colores y, estos son, en general, indicadores de su composición. Estos valores varían de azul oscuro al rosa. La zonación de colores es un rango frecuente: las ferríferas tienen un fuerte y distintivo pleocroísmo café amarillento, amarillo pálido, azul oscuro y verde oscuro (Torres-Rivero, 1996). Su relieve es alto, su birrefringencia de moderada a alta y, en los cristales prismáticos su extensión es paralela; en secciones transversales es isótropo.

La turmalina, como el circón diferencia también claramente a las dos unidades, siendo abrumadoramente más abundantes en la Cuarcítica Cualac sobre la del Conglomerado Prieto. Por lo tanto la turmalina, en la secuencia es mayoritariamente de origen metamórfico.

MINERALES AMBIENTALES

Un medio sedimentario es una parte de la superficie de la Tierra que se diferencia física, química y biológicamente de los territorios adyacentes. Los tres parámetros incluyen: la fauna y la flora del medio; su geología, geomorfología clima y tiempo atmosférico; y si es

subacuático: la profundidad, condiciones ambientales (oxidación-reducción), salinidad, temperatura y sistemas de corrientes de agua (Selley, 1970: p.5). Por lo general, los medios de depósito son los subacuáticos y, para caracterizar e identificar a un medio de depósito, son tres los parámetros ambientales que podemos analizar: físicos, químicos y de temperatura. Los físicos incluyen, entre otros factores, la profundidad del medio acuoso, el cual, no es fácil interpretarlo. Sin embargo, hay características litológicas que nos pueden aducir con aproximación dicho factor, por ejemplo, la ausencia de sedimentos carbonatados y un predominio de lutitas es, probablemente indicativo de aguas comparativamente profundas; algunos tipos de microfósiles, también pueden ser de utilidad para este fin (Folk, 1969).

Los parámetros químicos incluyen: potencial oxidación-reducción, potencial acidez-alcalinidad, salinidad y temperatura.

Si un sedimento antiguo fue depositado bajo condiciones oxidantes o reductoras, puede ser determinado, principalmente con base en la mineralogía en los cuales se conoce la estabilidad de los minerales, bajo diferentes potenciales de oxidación. En este sentido, los minerales de hierro, en particular, son los más útiles. El depósito de hematita, por ejemplo indica un ambiente totalmente airado, mientras que el del mineral de sulfuro de hierro, tales como la pirita o marcasita son de medios reductores, deficientes de oxígeno (anóxicos) (Krumbein y Garrels, 1952; in folk, 1969).

El criterio para determinar la acidez o la alcalinidad de un sedimento antiguo, es también principalmente mineralógico. Como se sabe, en un ambiente de fuerte acidez, por ejemplo, los carbonatos no se depositan (Op cit.).

Como ya fue indicado por Edwards y Baker (1951) (in Folk, 1969), la amplia ocurrencia de la marcasita en asociación con carbones, está en fuerte contraste con la ocurrencia de pirita en arcillas y lutitas marinas. Presumiblemente, la diferencia se relaciona con el pH. Los carbones de pantano son fuertemente ácidos; los ambientes marinos son neutrales o medianamente alcalinos. El sulfuro de hierro, provee una mayor relación para diferenciar entre ambientes ácidos y alcalinos (Op cit).

La salinidad de las aguas en cuencas antiguas varió de dulce a supersalinas. Para una salinidad normal, tenemos presencia de paleofauna; si es mas alta que la normal, esta es escasa o ausente. Los sulfatos yeso y anhidrita son comunes en las condiciones

supersalinas, la halita se precipita en condiciones de alta salinidad (Op cit). La temperatura, es una condición resultante de la presencia de los parámetros anteriores así, por ejemplo, la presencia de rocas carbonatadas, nos indica altas temperaturas.

Bien, después de lo anterior, indicamos que, en el presente trabajo se identificaron tres elementos mineralógicos, que bien pueden fungir como indicadores de condiciones ambientales: pirita, hematita y cristales evaporíticos.

Pirita (Lámina V, foto 3)

La pirita, mineral indicativo de ambientes reductores, está contenido en casi todos los niveles muestreados, habiendo tres con una mínima cantidad. Su variancia es mayor en la unidad inferior que en la superior, denotándonos ambientes anóxicos más intensos en la unidad inferior. En la unidad superior los valores son mas constantes, lo que sugiere que en esta unidad, las condiciones de anoxia, aunque menos intensos fueron más constantes. Pero, pasemos al análisis del otro parámetro ambiental con el fin de complementar el cuadro ambiental es este.

Hematita (Lámina V, foto 8)

Mineral característico de medios oxidantes, nos expresa dos intervalos litoestratigráficos caracterizados y diferenciados por su presencia y por su abundancia. Abrumadoramente abundante en la formación Cuarcítica Cualac y muy escasa o ausente en la Formación Conglomerado Prieto. Ahora bien, si observamos nivel por nivel a los dos parámetros analizados, vemos que, ambas columnas son complementarias, es decir que, donde la hematita es abundante, la pirita o es escasa o es ausente. Pero además se observa que, los ambientes oxidantes predominaron hacia la parte superior de la secuencia. Esto es congruente con la consideración de que a la unidad superior se le ha considerado como una unidad donde se inició una transgresión marina. Es decir que, de un ambiente reductor en la parte inferior (contenido de pirita y una escasa representación de hematita), último reducto de una regresión marina, se inició la transgresión marina, donde los medios ya son neutrales o medianamente alcalinos (oxidantes).

Cristales evaporíticos (Lámina VI, fotos 1 a 5)

En algunos niveles, (Tabla 11) de la secuencia, se observaron cristales polimorfos, color blanquecino de grandes tamaños variables (de 80 a 118 micras, por ejemplo). El Dr. Rueda-Gaxiola, (1993, p. 19), refiriéndose a algunos cristales muy semejantes a los encontrados aquí, indica: “...en la parte basal de la secuencia de la aloformación La Boca, los residuos palinológicos presentan cristales cúbicos (como aquí) y octahédricos de minerales que, tradicionalmente están asociados a medios evaporíticos, en los residuos de la muestra LR-359, acompañan a la materia orgánica marina “.

Así, en nuestra secuencia, sólo los tenemos presentes en las palinozona A y B y en el último nivel de la secuencia (base de la palinozona F). Sin embargo se nota que no hay una relación muy clara con los dos parámetros anteriores. Lo único que se puede decir que, en esos niveles si hubo condiciones ambientales alcalinas o neutras características de ambientes relacionados con medios marinos.

BIOESTRATIGRAFÍA

Abundancia de los tipos de elementos microorgánicos

Introducción

La bioestratigrafía es el conjunto de relaciones que existen entre los fósiles y su secuencia litoestratigráfica que los contiene. En nuestro caso particular, será la relación entre los diversos tipos de elementos microorgánicos contenidos en la secuencia estudiada, expuesta en la Barranca de Rosario Nuevo. En la Tabla 12, se presentan, en las dos primeras columnas, la abundancia del residuo palinológico y de la materia orgánica ya descritos en la Tabla 11; ya no se describirán, sólo nos servirán para objetivisar su relación con los demás parámetros.

Materia herbácea (Lámina XV)

Como toda partícula detrítica, las polenesporas sufren un sinnúmero de vicisitudes sedimentológicas a través de su transporte por agua y durante su depositación.

Por lo general, las polenesporas son seleccionadas junto con los detritos más finos, por esto en arenas de playa, están casi ausentes. La acción de la abrasión sobre los granos de polenesporas es mínima: experimentos hechos por Ziegler (1911) (in Tschudy, 1969, p.83)

mostraron que, granos de arena con tamaño de 0.75 mm de diámetro, no sufrieron más redondeamiento por efecto de la abrasión en el agua. La mayor cantidad de polen esporas tiene diámetros menores a los 0.75 mm (750 micras). Woods (1955) demostró que la concentración de polen esporas disminuye cuando la distancia a la línea de costa aumenta. La materia herbácea incluye a las polen esporas, su abundancia nos indicará el grado de influencia continental.

En general, por su contenido, la influencia continental a través de toda la secuencia es notable. Los mayores contenidos se encuentran en la mitad inferior de la secuencia, en las palinozonas A, B y la primera muestra de la C; de aquí en adelante, los contenidos son bajos y menos contrastante: esto caracteriza y diferencia a las dos unidades litológicas

Durante una regresión, la distancia a la línea de costa va disminuyendo gradualmente y, por tanto, al menos teóricamente, el contenido de polen esporas aumentará; lo contrario sucede con una transgresión. entonces, de acuerdo al comportamiento de la columna herbácea, desde la base, y a través de las palinozonas A y B se inició una transgresión, la cual termina para volver a iniciar otra, ya en la parte superior de la palinozona C; de aquí en adelante, las condiciones son más estables (D y E).

Materia amorfa (Lámina XV)

Este término define a la materia microorgánica constituida por fragmentos con afinidad algácea. Al respecto, el término algáceo es, hasta ahora, confuso en cuanto al origen continental o marino de los elementos denominados como algáceos (comunicación personal del Dr. Rueda-Gaxiola, 2002). Sin embargo, relacionando a este parámetro con otros elementos microscópicos, puede uno dilucidar la afinidad de esta materia amorfa con la algácea: de la Tabla 10 podemos observar (extremo derecho) que en las palinozonas C y E, la materia algácea es la única componente microorgánica y en las A, B y D, en algunos niveles se encuentra sola o es predominante sobre los otros tipos. Entonces, de la Tabla 12 podemos observar que más abundante en la unidad superior que en la inferior, es decir, las condiciones marinas fueron más intensas. Otro rasgo notorio que se suscita entre el parámetro anterior con este es que, ambos poseen un comportamiento inverso: en los niveles estratigráficos donde la materia algácea es abundante, la herbácea es escasa; esto es congruente con la naturaleza de cada una: marina y continental respectivamente.

Fragmentos leñosos (Lámina XVI)

Este tipo de materia microorgánica presenta formas variadas, pero casi todas se relacionan más o menos con una geometría tabular. Originados por la desintegración de paleovegetales leñosos, se comportan durante el transporte por medio fluvial, como cualquier otra partícula mineral que presente formas geométricas semejantes; tal es el caso de la mica. Como resultado de la oxidación, sufrida durante el transporte, y de los posteriores cambios diagenéticos durante su soterramiento, presentan coloraciones variables entre el café claro, café amarillento y café oscuro. Su abundancia es indicativa de una influencia continental y de una inestabilidad tectónica.

En la columna correspondiente, en la Tabla 12, resalta inmediatamente su diferencia en abundancia con la dos parámetros anteriores. Esto se debe a los efectos de selección granulométrica, es decir, por lo general, donde se depositan polen esporas, o no se depositan fragmentos leñosos o se depositan en bajas cantidades. Esto es más contrastante con la materia amorfa algácea, ya que como se sabe sus medios de depósitos son diametralmente opuestos.

Entonces, en casi toda nuestra secuencia, el contenido de fragmentos leñosos es bajo, con excepción de la muestra basal. Este parámetro si nos indica, de unamanera total como la energía de depósito fué decreciendo gradualmente hacia arriba, estratigráficamente, hacia las partes más estables tectónicamente.

Fragmentos carbonosos (Lámina XVI)

Se considera a estos elementos microorgánicos como elementos retrabajados o re-cicladados, e incluye también a palinomorfos carbonizados en los cuales ya no es posible reconocerles algún rasgos morfológico.

Su comportamiento es semejante a los fragmentos carbonosos, aunque son un poco más abundantes que ellos. Hay que indicar que, en los dos parámetros su abundancia nos diferencia a las dos unidades en cuanto a su variabilidad: en la inferior es mayor que en la superior, lo que nos expresa claramente sus diferencias genéticas.

Tamaño de los elementos microorgánicos no figurados

El comportamiento de este parámetro, no resultó muy expresivo, ya que en casi toda la secuencia, su tamaño es aproximadamente constante; lo cual se asemeja con las abundancias de los dos parámetros anteriores. Aunque los mayores tamaños los tenemos en la muestra basal de la secuencia (como en los dos parámetros anteriores).

INDICE DE ALTERACIÓN TÉRMICA (I A T), DE LA MATERIA ORGÁNICA, EN BASE A SU COLOR.

Los efectos de oxidación, durante el transporte y, después durante el soterramiento, en las polenesporas y, en general, en todos los tipos de elementos microorgánicos, expresan estos efectos por medio del color que presenten.

Rueda y Santillán (1986), relacionaron estos colores con el Índice de Alteración Térmica (IAT). Así, con base en esos resultados, en el presente trabajo se obtuvieron las relaciones entre su color y su IAT.

Para las polenesporas:

Café amarillento a café claro: moderadamente madura (2 a +2); < 150° C

Café rojizo a café rojizo oscuro: fuertemente madura (-3 a 3); 150° C a 180° C

Café oscuro: severamente madura (+3 a -4 9); >180° C

El IAT de la materia microorgánica en toda la secuencia varía de: moderadamente madura a severamente madura. Según la teoría cinética de Makenzie y Quigley (1988), esta materia microorgánica corresponde a los tipos de kerógeno lábil y refractario, estando dentro de las etapas catagenética y metagenéticas de Tissot y Welte (1978), los cuales produjeron tanto aceite como gas condensado y seco. Nótese que, los valores más altos del IAT predominan en el intervalo superior de la secuencia que es donde predomina el contenido más alto de la materia amorfa algácea; y los valores más bajos hacia la parte inferior de la misma, donde predominan los valores más altos del contenido de polenesporas; lo que nos sugiere que el primer tipo de materia microorgánica es más susceptible al efecto térmico que la segunda.

Para los fragmentos leñosos:

Café amarillento a café oscuro: moderadamente obscura (2 a 3), 150° C a 180° C

Café oscuro: severamente madura (+3 a -4); >180° C

El IAT de los fragmentos leñosos coinciden con el de las polenesporas, con la diferencia de que aquí es más notoria la diferencia entre los dos intervalos de la secuencia: sólo en el superior la madurez llega al IAT severamente madura. Esto nos expresa que, la Formación Cuarcítica Cualac, contiene rocas-fuente que produjeron la mayor parte del aceite, esto se fundamenta, como ya se indicó, en la abundancia de la materia amorfa algácea predominante en la parte superior de la secuencia

ABUNDANCIA DE PALINOMORFOS (Lámina 13)

La principal fuente de polenesporas fósiles fueron los paleovegetales continentales de angiospermas y gimnospermas, musgos, helechos así como esporas de hongos, todo esto, de origen continental. También puede contener dinoflagelados, critarcas, y algas marinas si la roca es de origen marinomarginal. Los paleovegetales que crecieron dentro de la cuenca de depósito, pueden aportar sus polenesporas in situ. Tschudy Robert H, (1969) estudió los sedimentos del fondo del Lago Maracaibo en Venezuela y determinó que la mayor abundancia de esporas estaba situada en áreas cercanas a las desembocaduras de dos corrientes fluviales: Ríos Negro y Catatumbo: “ la distribución de las esporas triletes claramente sugiere el efecto de los influjos de agua dulce, así como la influencia del movimiento circulatorio del agua en la cuenca de depósito (Op cit)

Palinomorfos

Su abundancia a través de la secuencia nos diferencia dos intervalos estratigráficos: el inferior, palinozonas A, B y la primera muestra inferior de la C, se caracteriza por su alto y dominante abundancia, así como por sus valores altamente contrastantes; el superior, resto de la palinozona C y las D y E sus valores son menores, pero menos contrastantes, lo que nos sugiere en primera instancia el origen más continental de la unidad litológica inferior. Hay que indicar que, con este parámetro no podemos saber si predominan los palinomorfos continentales o los marinos marginales. Aquí se hace pertinente indicar un rasgo importante que se ha observado casi en todos los parámetros, tanto micro como macroscópico analizados: tal parece que las condiciones sedimentológicas que imperaron en la Formación Conglomerado Prieto se prosiguen a través del cambio gradual que

presentan ambas unidades, hasta el nivel de la muestra MP-18. No se olvide que el contacto entre las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac, es el predominante en los afloramientos observados.

Esporas triletes

Con este parámetro se repite el mismo comportamiento que con el anterior: el inferior, con más altos contenidos y contrastantes y el superior bajos y menos contrastantes. Con este, se corrobora el predominio de la influencia continental en la Formación Conglomerado Prieto.

Incertae Sedis

Como ya se indicó, aunque de afinidad desconocida, este palinomorfo es un excelente indicador de ambientes marinos, ya que, ha sido encontrado en rocas sedimentarias depositadas en la cuenca de Huayacocotla-El Alamar al NE de la República Mexicana; se le ha observado englobados en quistes de dinoflagelados (Rueda-Gaxiola, 1993).

En la secuencia estudiada, este parámetro presenta una alta variabilidad, estando el más alto valor en la muestra MP-16 de la Formación Conglomerado Prieto. De nuevo aparece el rasgo distintivo entre las dos formaciones: la inferior valores altamente contrastantes y la superior bajos y menos contrastantes. Nótese un rasgo importante: los valores de este parámetro con los del anterior son antagónicos, ya que, donde estos son altos, aquellos son bajos. Este comportamiento es congruente con el hecho de que las polenesporas son de origen continental y los incertae sedis marino. Además nos indica las “oscilaciones” de la línea de costa sufridas durante el depósito de la secuencia sedimentaria.

Otros palinomorfos

En menor cantidad se encontraron los siguientes palinomorfos: dinoflagelados, aunque muy escasos (un elemento) es persistente a través de casi toda la secuencia (MP-15, MP-18, MP-20 y MP-22 A). Acritarcas, en los niveles MP-18 (tres) y en el MP-22 A (uno); polen sulcado, en los niveles MP-15 (6), MP-16 (4), MP-17 (uno), MP-18 (6), MP-19 (dos), MP-19 a (uno), MP-0 (uno), MP-21 B uno), MP-22(uno), en el nivel MP-16 se encontró solo un elemento de polen plicado.

Palinomorfos re-depositados

Incluye a palinomorfos carbonizados, en los que sólo se infiere su carácter de palinomorfo con base en su contorno o en rasgos morfológicos superficiales sobresaliente de su cuerpo. Tratados solamente como partículas carbonosas, su abundancia nos diferencia y caracteriza a las dos unidades litológicas estudiadas: en la parte inferior de la secuencia desde la base hasta el nivel MP-18 la abundancia es alta y contrastante, y de esa en adelante los valores son mínimos pero menos contrastantes.

Entonces, tenemos ya analizados los tres parámetros que directamente están relacionados con los medios continentales y marinos: esporas, incertae sedis, quistes de dinoflagelados y acritarcas. Por lo tanto, podemos dilucidar si los medios de depósito de las muestras tienen influencia continental y / o marino.

Marinos

MP-16: quistes de dinoflagelados, muy abundante incertae sedis y muy pocas esporas.

MP-21 A: abundantes incertae sedis y pocas esporas.

MP-22 A: quiste de dinoflagelado, abundante incertae sedis y pocas esporas.

Mixtos

MP-18: quiste de dinoflagelado, pocos incertae sedis y abundantes esporas.

MP-22 B: casi iguales cantidades de incertae sedis y esporas

MP-15: pocos incertae sedis y abundantes esporas.

MP-16 B: poco incertae sedis y abundantes esporas.

MP-19: poco incertae sedis y mayor número de esporas.

MP-20 A: muy pocos incertae sedis y abundantes esporas.

MP-21: abundantes incertae sedis y más abundantes esporas.

MP-21 B: abundantes incertae sedis y esporas.

MP-22: muy pocos incertae sedis y abundantes esporas.

MP-17: muy poco contenido de incertae sedis y de esporas.

Continetales

MP-19 A: muy pocos incertae sedis y escasas esporas.

MP-20 : escasos incertae sedis y abundantes esporas

MP-23: sin incertae sedis y escasas esporas.

CRONOESTRATIGRAFÍA

En la Tabla 15 se presenta la distribución estratigráfica de todos los palinomorfos identificados y clasificados, los cuales juntos nos han proporcionado las edades para las Formaciones Conglomerado Prieto (parte superior del Grupo Consuelo e inferior de la secuencia estudiada) y la Cuarcítica Cualac (parte basal del Grupo Tecocoyunca y superior de la secuencia).

La presentación de los palinomorfos es, en el orden secuencial de la depositación geocronológica de los diferentes niveles estratigráficos (ver también láminas fotográficas VII a la XIV al final del presente trabajo).

La columna estratigráfica de la Barranca de Rosario Nuevo, queda claramente diferenciada por dos grupos de palinomorfos, los cuales delimitan a las Formaciones ya mencionadas. Esta delimitación queda expresada por el nivel MP-18, donde aparecen palinomorfos cuya presencia está restringida a la Formación Cuarcítica Cualac. A excepción de 6 taxas que se presentan en las dos formaciones.

Las esporas triletes, el polen sulcado, el polen poliplicado y las fungósporas están distribuidas a través de las dos formaciones; los palinomorfos re-trabajados (números 8 y 9) sólo se encuentran en la formación inferior; los incertae sedis, aunque se encuentran en ambas, son más diversos en la formación superior, expresándonos una mayor influencia marina marginal ; las acritarcas están restringidas a la Cuarcítica Cualac, aunque cabe la posibilidad de que en la formación inferior se encuentren con Prolixosphaeridium anasillum.

A continuación se enlistan los grupos de palinomorfos, cuya presencia estratigráfica está restringida a cada una de la unidades litoestratigráficas mencionadas:

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

- 1) Anapiculatisporites granulatus Kieser y Jain, 1974.
- 2) Duplicisporites sp.
- 3) Prolixosphaeridium anasillum Erkman y Sarjeant, 1980 (in, Powell, 1992).

- 4) Eucommiidites troedsonni (Erdtman) Potonié, 1958.
- 5) Gleicheniidites umbonatus (Bolkhovitina) Shulz (In Dorothy-Guy Ohlson, 1986.
- 6) Verrucosisporites castaneaformis (Dyb y Jach, 1957) Agrali, 1964.
- 7) Kuklisporites foveolatus Pocock, 1964.
- 8) Incertae sedis K (psilaunicellamonosates)
- 9) Incertae sedis J.
- 10) Incertae sedis A.
- 11) Converrucosisporites trifoliada n. sp.
- 12) Converrucosisporites sp-
- 13) Converrucosisporites ovambolandensis.
- 18) Cycadopites reticulatus (Nilsson, 1958) Cornet y Traverse, 1975.
- 19) Baculatisporites comaumensis (cookson) Potonié, 1956.
- 20) Incertae sedis L
- 21) Gnetaceaepollenites chinleana Hart, 1969.
- 22) Lunatisporites cf. L. novaculensis Lidwin et al., 1991.
- 25) Combaculatisporites mesozoicus Klaus
- 26) Incertae sedis N.
- 27) Dictyophyllidites harrisi Couper, 1958.
- 28) Monosulcites cf. M. mínimus Couper, 1958.
- 29) Cycadopites sp.
- 30) Incertae sedis O
- 31) Lycopodiumsporites trambauensis Singh, Srivastava y roy, 1964.
- 32) Granulatisporites granifer Leschik.
- 33) incertae sedis M

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

- 34) Apiculatisporites plicatus Reinhardt
- 35) Ceratosporites sp.
- 36) Cf. Inderites sp.
- 37) Cf. Circulina parva Brenner, 1963.
- 38) Sphagnumsporites antiquasporites Wilson y Webster.

- 39) Quiste de dinoflagelado-1
- 40) Cf. *Cymatisphaera* sp. Wall, 1965.
- 41) Ephedripites EPH-19 Reyre, 1973.
- 42) Cycadopites cymbatus (Balme y Hennely) Segroves, 1970.
- 43) *Pareodinia* emend. Deflandre, 1947.
- 44) *Birretisporites* sp.
- 45) Incertae sedis Q.
- 46) Cycadopites cf. *C. andrewii* Corneto y Webster, 1946.
- 47) Leiotriletes brevis Sinha, 1972.
- 48) Ischyosporites crateris Balme, 1957.
- 49) Granulatisporites infirmus Traverse y Ash, 1991.
- 50) Cycadopites cf. *C. Durbamensis* Cornet y Traverse, 1975.
- 51) Incertae sedis D.
- 52) Incertae sedis P
- 53) Incertae sedis E.
- 54) Incertae sedis F.
- 55) Excesipollenites tumulus Balme, 1970.
- 56) *Lophotriletes* sp.
- 57) *Apiculatisporites* sp-
- 58) Baltisphaeridium micropunctatum Wall, 1965.
- 59) Quiste de dinoflagelado-2.
- 60) Incertae sedis G.
- 61) Incertae sedis H
- 62) *Leiotriletes* sp.

EN AMBAS FORMACIONES

- 14) Cyathidites australis.
- 15) Incertae sedis I
- 16) Duplicisporites granulatus
- 17) Cyathidites minor.
- 23) Incertae sedis B

24) Incertae sedis C.

En cuanto al presente trabajo se refiere, los taxas mencionados en cada grupo, fungen como fósiles índices, tanto cronoestratigráficamente como estratigráficamente; puede ser posible que, con estudios palinoestratigráficos posteriores, se pueda reafirmar o corregir las determinaciones taxonómicas.

DESCRIPCIÓN TAXONÓMICA SISTEMÁTICA

Como método sistemático que es, el método palinoestratigráfico, se fundamentó en la caracterización y clasificación morfológica de todos los elementos figurados (palinomorfos), encontrados por la observación óptica, en las láminas palinológicas observadas bajo el campo óptico del microscopio fotónico. Para todo esto, hubo la necesidad de elaborar, para cada taxón su “ficha”, su bosquejo y / o microfotografía (ver al final del presente trabajo el conjunto de fichas y bosquejos de todos los taxas observados, así como sus microfotografías).

En cada ficha se presentan 9 datos indicativos de cada taxón, y son los siguientes:

- Nombre de la Unidad litoestratigráfica: de donde se extrajo la muestra.
- Nombre de la muestra (MP); número acumulativo en la secuencia; número de lámina (2) o (1); técnica utilizada; número de objetivo usado; número de bosquejo y / o fotografía-
- Nomenclatura parataxonómica. Se utilizó UNA NUEVA CLASIFICACIÓN MORFOLÓGICO-SISTEMÁTICA PARA POLENESPORAS FÓSILES. NOMENCLATURA Y PARATAXONOMÍA de Rueda-Gaxiola, 1974.
- Nomenclatura botánica. Como punto de referencia para la anterior.
- Diagnósis: es la descripción de la primera especie de referencia obtenida.
- Descripción: del taxón en estudio, hecha a partir de su observación en el campo óptico y posteriormente en el bosquejo y / o en su microfotografía.
- Discusión: aquí se presentan las diferencias o semejanzas con la o las especies de referencia.
- Posición estratigráfica de la capa muestreada en la secuencia.

- Rangos geocronológicos, de la especie tomada de referencia, así como su lugar geográfico de localización.

EDAD

Como ya se ha indicado anteriormente, el objetivo principal de la aplicación del Método Palinoestratigráfico, fue la obtención de la edad para las unidades litoestratigráficas de la secuencia aflorante en la Barranca de Rosario Nuevo: Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac, enmendadas y redefinidas por el presente autor, respectivamente. Para La primera formación, se utilizaron 29 taxas y para la segunda 31. En seguida se presentan los taxas con sus rangos geocronológicos, obtenidos a partir de una exhaustiva investigación bibliográfica.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

TAXA RANGOS GEOCRONOLÓGICOS

- 1) Duplicisporites granulatus TOARCIENSE-BATHONIENSE
- 2) Anapiculatisporites granulatus PERMICO-RHETIENSE
- 3) Duplicisporites sp. TRIÁSICO TARDÍO (Karniense) –JURÁSICO MEDIO (Calloviense)
- 4) Verrucosisporites castaneaformis PERMICO-TRIÁSICO MEDIO
- 5) Eucommidites troedsoni TRIÁSICO MEDIO-POSTJURÁSICO
- 6) Gleicheniidites umbonatus PÉRMICO-POSTJURÁSICO
- 7) Cyathidites minor HETTAGIENSE-POSTJURÁSICO
- 8) Cyathidites australis RHETIENSE-POSTJURÁSICO
- 9) Prolixosphaeridium anasillum JURÁSICO MEDIO-JURÁSICO TARDÍO (Calloviense-Tithoniense)
- 10) Kuklisporites foveolatus JURÁSICO MEDIO-JURÁSICO TARDÍO (Bajociense-Tithoniense)
- 11) Converrucosisporites ovambolandensis PÉRMICO-JURÁSICO MEDIO (Calloviense)
- 12) Converrucosisporites trifoliada PÉRMICO-JURÁSICO MEDIO (Kimmeridgiense)
- 13) Incertae sedis A LIÁSICO (Sinemuriense-Aleniense)

- 14) Incertae sedis I LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenense)
- 15) Incertae sedis J LIÁSICO (Sinemuriense Aalenense)
- 16) Incertae sedis K LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenense)
- 17) Gnetaceaepollenites chinleana TRIÁSICO TARDÍO (Karniense-Rhetiense)
- 18) Lunatisporites novaculensis TRIÁSICO TARDÍO (Karniense-Rhetiense)
- 19) Cycadopites reticulatus TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)-JURÁSICO TEMPRANO (Aalenense)
- 20) Baculatisporites comaumensis TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)-POSTJURÁSICO
- 21) Incertae sedis B LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenense)
- 22) Incertae sedis C LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenense)
- 23) Cycadopites sp. PÉRMICO-POSTJURÁSICO
- 24) Dicyophyllidites harrisii JURÁSICO MEDIO (Bathoniense) –POSTJURÁSICO
- 25) Granulatisporites granifer TRIÁSICO TEMPRANO (Scytiense)-JURÁSICO TEMPRANO (Sinemuriense)
- 26) Lycopodiumsporites trambauensis LIÁSICO (Hettangiense) POSTJURÁSICO.
- 27) Apiculatisporites sp. PÉRMICO-JURÁSICO TEMPRANO (Aalenense)
- 28) Conbaculatisporites mesozoicus PÉRMICO-JURÁSICO MEDIO (Calloviano)
- 29) Monosulcites cf. M. mínimus LIÁSICO (Sinemuriense.Pliensbachense)

Cuatro taxas: Anapiculatisporites granulatus (2), Verrucosisporites castaneaformis (4), Gnetaceaepollenites chinleana (17)y Lunatisporites novaculensis (8), presentan rangos restringidos entre el Pérmico y Triásico Tardío, por lo que se consideran re-depositados.

Otros tres: Duplicis porites granulatus (1), Prolixosphaeridium anasillum (9) y Kuklisporites foveolatus (10), presentan rangos restringidos a intervalos superiores: Toarciense-Bathoniense; Calloviense-Tithoniense; y Bajociense-Thitoniense, respectivamente. Sin embargo, por ser su primer registro de su presencia en rocas jurasicas de México y por haberse encontrado en estratos de la Formación Conglomerado Prieto, cuya edad resultó ser la de sinemuriense, se consideran representativos, hasta ahorita, de esa misma edad.

Ocho taxa se prolongan más allá del Jurásico (en la misma formación mencionada): Eucomiidites troedsoni (5), Gleicheniidites umbonatus (6), Cyathidites minor (7), Cyathidites australis (8), Baculatisporites comaumensis (20), Cycadopites sp., Dictyophyllidites harrisi (24) y Lycopodimsporites trambauensis (26).

Los 13 restantes traslapan sus rangos en la edad SINEMURIENSE, la cual se considera como la edad para la Formación Conglomerado Prieto (Tabla 14).

Esta edad se encuentra incluida dentro del intervalo HETTANGIENSE-TOARCIENSE, determinada con base en: las relaciones estratigráficas que tiene con la Formación Taberna, datada con base en amonitas y con la extrapolación con esta edad. Entonces, se puede considerar a la edad SINEMURIENSE congruente con la definida anteriormente.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

TAXA RANGOS GEOCRONOLÓGICOS

- 30) Cf. Cymatisphaera sp SINEMURIENSE
- 31) Inderites sp. PÉRMICO
- 32) Ephedripites EPH-19 BATHONENSE
- 33) Ceratosporites sp. JURÁSICO TARDÍO (Oxfordiense) –POSTJURÁSICO
- 34) Cycadopites cymbatus PÉRMICO-TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)
- 35) Apiculatisporites plicatus PÉRMICO-TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)
- 36) Granulatisporites infirmus TRIÁSICO TARDÍO (Karniense-Rhetiense)
- 37) Cf. Circulina parva TRIÁSICO TARDÍO ((karniense)-POSTJURÁSICO.
- 38) Pareodinia sp. JURÁSICO MEDIO (Bajociense)-POSTJURÁSICO
- 39) Cycadopites sp.,
cf. andrewii TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)-JURÁSICO TEMPRANO
- 40) Leiotriletes brevis LIÁSICO (HETTANGIENSE-Aalenienne)
- 41) Sphagnumsporites
antiquasporites JURÁSICO TARDÍO TEMPRANO (Oxfordiense)-
POSTJURÁSICO
- 42) Birretisporites sp. JURÁSICO TARDÍO TEMPRANO (Oxfordiense)-
POSTJURÁSICO
- 43) Ischyosporites crateris JURÁSICO TEMPRANO (Pliensbachiense)-

POSTJURÁSICO

44) Cycadopites

cf.,durbamensis TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)-JURÁSICO TEMPRANO

45) Incertae sedis D LIÁSICO (sinemuriense-Aalenienne)

46) Incertae sedis E LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenienne)

47) Incertae sedis F LIÁSICO (sinemuriense-Aalenienne)

48) Excesipollenites tumulus JURÁSICO TEMPRANO (Sinemuriense-Pliensbachiense)

49) Lophotriletes sp. PÉRMICO-JURÁSICO TEMPRANO TEMPRANO (Hettangiense)

50) Baltisphaeridium

micropunctatum JURÁSICO TEMPRANO TEMPRANO (Hettangiense)-
JURÁSICO TEMPRANO TARDÍO (Aalenienne)

51) Incertae sedis G LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenienne)

52) Incertae sedis H LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenienne)

53) Leiotriletes sp. PÉRMICO-JURÁSICO MEDIO (Bathonense)

54) Duplicisporites

granulatus JURÁSICO TEMPRANO (Plienbachiense)-JURÁSICO
MEDIO (Bathonense).

55) Cyathidites minor TRÁSICO TARDÍO (Rhetiense) –POSTJURÁSICO

56) Cyathidites australis TRIÁSICO TARDÍO (Rhetiense)-POSTJURÁSICO

57) Incertae sedis I LIÁSICO (Sinemuriense-Aalenienne)

58) Incertae sedis B LIÁSICO (sinemuriense-Aalenienne)

59) Incertae sedis C LIÁSICO (sinemuriense-Aalenienne)

60) Lycopodiumsporites

trambauensis HETTANGIENSE-POSTJURÁSICO

Seis taxa presentan un rango geocronológico restringido a la parte inferior, entre el Pérmico y el Hettangiense, los cuales se consideran: o como re-depositados, o como que su rango geocronológico se extiende hasta la edad determinada en el presente trabajo. Cinco taxa se inician en la parte superior: uno está restringido a la edad Bathoniense, tres se inician en la

edad Oxfordiense y se prolongan hasta el Cretácico; el último se inicia en la edad Bajociense y se prolonga hasta el Cretácico.

Los rangos de los 15 taxa restantes se traslapan entre las edades PLIENSBACHIENSE y AALENIENSE. Entonces, la edad de la Formación Cuarcítica Cualac se encuentra en el intervalo PLIENSBACHIENSE-AALENIENSE. Así, si la edad de la Formación Taberna tiene una edad por amonites, de Bajociana Media-Bajociana Tardía, entonces, para la Formación Zorrillo que se encuentra entre las dos formaciones citadas es la de bajociana temprana, con lo que quedaría la columna cronoestratigráfica más completa, ya no habría “lagunas” sin tiempo, en cuanto a la parte superior del Grupo Consuelo (sensu Jiménez-Rentería, 2004), y en la parte inferior del Grupo Tecocoyunca o unidad Tecocoyunca inferior (sensu González-Torres, 1989).

Por otro lado, con referencia a la Formación Rosario (sensu Jiménez-Rentería, 2004), como infrayace y se interdigita con la Formación Conglomerado Prieto, se puede determinar que su edad es, por principio pre-Sinemuriense, inclusive, pero, como a la unidad Diquiyú, interdigitada con la formación Rosario (Bermúdez-Martínez, 1956), se le ha conjeturado una edad triásica tardía-sinemuriana, entonces, su edad quedaría restringida al intervalo geocronológico Triásico Tardío-Sinemuriano.

CORRELACIÓN

Por las semejanzas en sus secuencias litoestratigráficas, así como por la edad, veremos la correlación que existe entre las unidades que integran a los grupos Los San Pedro y Consuelo. En la tabla 7, tomada de Ruedas-Gaxiola, et al. 1993, podemos ver que, la parte media inferior de la Aloformación La Boca, se correlaciona sincrónicamente con la Formación Conglomerado Prieto y la parte superior de esta misma con la Formación sobreyacente Cuarcítica Cualac. Esto es en la cuenca Huizachal-Peregrina, al noreste de la República Mexicana. En la cuenca de Huayacocotla, (noreste del Estado de Hidalgo), la Formación Conglomerado Prieto es correlacionable con las Formaciones las Juntas, Temascalapa y Despi; y las Tenango y “Capas con Plantas” con la Formación Cuarcítica Cualac (Schmidt Effing, 1980, in Rueda-Gaxiola, 1993). En estas cuencas, no hubo depósitos durante las edades Toarciense, Aalenense y Bathoniense.

Es notable el hecho, de que, la secuencia litoestratigráfica expuesta en el área de Rosario Nuevo, sea muy semejante a la del Anticlinorio Huizachal-Peregrina: el Alomienbro Rio Blanco, se correlaciona con la unidad diquiú; el alomienbro volcánico-sedimentario con la Formación Rosario (sensu Jiménez-Rentería, 2004) y La Boca (parte media inferior) con la Formación Conglomerado Prieto. La otra parte superior de la Formación La Boca, se correlaciona con la Formación Cuarcítica Cualac.

Entonces, Con base en estas semejanzas, se concluye que las cuencas Huizachal-Peregrina, Huayacocotla y Tlaxiaco, estuvieron en un tiempo geológico pasado, unidas, formando una sola y vasta cuenca de depósito (Rueda-Gaxiola y Jiménez-Rentería, 1996).

PALEOGEOGRAFÍA

Del Plano 7-A, tomado de: Atlas Nacional del Medio Físico, INEGI (1996), se observa que, el área NW del Estado de Oaxaca y NE del de Guerrero, los afloramientos del Jurásico inferior (Ji) ndicados, presentan áreas mínimas y, están muydiseminadas. Por la istribución geográfica e las rocas consideradas con “barreras” (Pz. Met., y Precámbrico), se deduce que: “...el Terreno Mixteco estuvo situado en un embahiamiento oceánico, extenso al norte del ecuador y con un sistema ecuatorial de corrientes oceánicas. Este embahiamiento tuvo su entrada principal por la parte norte (oeste de Tehuacan), donde no afloran rocas “barrera”(Carrasco-Ramirez, 1996).

Algunos alineamientos de estructuras, así como de fallas regionales, nos indican, el rumbo probable de las fracturas laterales que limitan al mega graben. Otros alineamientos, nos definen aberturas rifting, más locales; este es el caso para el área de Tezoatlán, El Consuelo, Tlaxiaco, Mixtepec y Juxtlahuaca (Plano 7-A).

No dilucidaremos la definición de la Cuenca de Tlaxiaco ya que, por un lado, no hay datos suficientes para hacerlo, y por el otro, este es un campo de análisis que está fuera de los alcances del presente trabajo. Sin embargo, con las evidencias de campo y los resultados crono, bio y litoestratigráfcos de la región de Tezoatlán-El Consuelo, reconstruiremos la posible paleogeografía imperante durante el intervalo geocronológco estudiado y obtenido: Durante la edad triásica, la región Mixteca empezó a sufrir en su litósfera, esfuerzos de distensión, los cuales causaron aberturas corticales de tipo “rifting”, formándose cuencas estructurales de sedimentación. Por lo profundo de sus hendiduras estructurales (fallas

profundas), emanaciones ígneas intermedias (andesitas y basaltos de la unidad Diquiyú), ocuparon parcialmente al graben, dando como resultado, una nueva fuente de aporte de detritos a la cuenca subsidente, en un medio fluvial eminentemente, produciéndose las facies fina-carbonosa y conglomerádica.

Las emanaciones siguieron produciéndose, al mismo tiempo que se depositaban en forma sinsedimentaria las facies mencionadas, interdigitándose ambas en varios niveles con los derrames ígneos de la unidad Diquiyú.

Por otra parte, las paredes del graben, al de que aquí en adelante denominaremos como “Gaben Tezoatlán”, constituidas por las rocas del Complejo Acatlán, sufrían solo una leve erosión mecánica, permaneciendo marginado su papel de roca fuente detrítica. El principal papel dinámico lo ejercía el levantamiento y rejuvenecimiento del cuerpo ígneo extrusivo denominado unidad Diquiyú.

Bermúdez-martínez (1956), indica que: “Durante el Triásico, la región Mixteca permaneció como área continental, aparentemente sin sufrir invasiones marinas, de tal manera que la erosión llegó a ser el proceso geológico dominante durante este periodo y parte del Jurásico inferior”.

Con respecto a lo subrayado por el presente autor, con los resultados del Método Palinoestratigráfico, auxiliado con las observaciones de campo, se determinó que, en la Formación Rosario, se inició una serie de influjos marinos marginales, es decir que, desde el intervalo Triásico Tardío (Rhetiense), al Aalenense, se sucedieron una serie de oscilaciones de la línea de costa, de un mar epicontinental que provenía del norte, produciendo invasiones esporádicas, a través de este intervalo geocronológico. Aunque dominó el carácter regresivo hasta la formación conglomerado Prieto, después de esto, el bloque tectónico del Graben Tezoatlán sufrió un “basculamiento”, produciéndose un cambio de la fuente de aporte detrítico, para dar lugar al depósito de la Formación Cuarcítica Cualac, produciéndose también, una erosión intensa de las paredes de este graben, iniciándose un movimiento franco de una transgresión marina al final del depósito de esta formación (ver figuras 5 y 5-A).

Durante el intervalo geocronológico Triásico tardío-Sinemuriense, la depositación de las Formaciones Rosario y conglomerado Prieto, estuvo restringida hacia el sur al E de Yucame, ya que hacia el SW (Tlaxiaco-Mixtepec), no se depositaron estas unidades (ver

Carrasco –Ramirez, 1981), ni al extremo occidental del Graben Tezoatlán, en al área Olinalá-Cualac-Huanuxtítlán (Corona-Esquivel, 1981). Sin embargo, en cuanto a actividad ígnea extrusiva, si hubo en esta última región, siendo soncrónica con los derrames de la unidad Diquiyú (Formación Ignimbrita Las Lluvias, Op cit).

Entonces, el Grupo Consuelo, se depositó en una cuenca restringida, que se extendía hacia el sur hasta el área de El Consuelo, cambiando de ambientes de depósitos parálícos anóxicos (formación Rosario), a fluviales meándricos hacia el norte (Formación Conglomerado Prieto). Con la Cuarcítica Cualac, se inician otros sistemas de depósitos : corriente sfluviales con causes entrelazados y de reciclado, predominando, cada vez más, ambientes marginales, de nuevo pasando por medios parálícos (Formación Zorrillo) más superiores a medios marinos más definidos.

Para este tiempo, el proto-Atlántico y el Pacífico, se habían unido ya, aportando sus faunas marinas a las nuevas paleobahías hacia el sur, hasta el área de Mixtepec-Tlaxiaco.

La vegetación estuvo constituida principalmente por gimnospermas "... entre las que destacan, en primer lugar las Cycadophytas y en el segundo las Conipherophytas. Unas y otras alcanzaron su máximo desarrollo. Las Ginkgoales presentan una distribución extensa durante este periodo, asi como las coniferales y taxales, las cuales se asemejan a las formas actuales. Los helechos también constituyen una parte importante de la vegetación, asi como las equisetales; sus restos son muy abundantes. Las plantas que se encuentran asociadas con carbón y lignito, indican condiciones pantanosas con clima húmedo y caliente. Así, esta tafloflora, forma parte de la antigua vegetación de la paleocuenca Guerrero-Oaxaca-Puebla, que pobló esta región, durante el Jurásico Temprano y Medio (Silva-Pineda 1970).

La presencia de influjos marinos marginales, en las Formaciones Rosario, Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac, está indicado, con base en: los elementos Incertae sedis, de origen marino, la presencia de algunos elementos de quistes de dinoflagelados y acritarcas, el contenido de CaCo_3 y, por último la presencia, en algunos niveles estratigráficos de cristales de origen evaporítico. Este conjunto de evidencias, dan un carácter irrefutable a estas interpretaciones.

Por último diremos que, la historia geológica del Graben de Tezoatlán, no fue aislada, las condiciones tectónicas y sedimentarias se llevaron a cabo de una manera sincrónica y sinsedimentaria en las cuencas de Huayacocotla y de Huizachal-Peregrina. a las que el Dr.

Rueda-Gaxiola las integró en la cuenca de Huayacocotla-El Alamar. Es decir que, se concluye que estas cuencas y la de Tlaxiaco, fueron una sola, a las que se les podría llamar Cuenca Tlaxiaco-El Alamar.

PROPUESTAS, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Propuestas:

- 1) Cambiar el nombre a la Formación Conglomerado? Cualac (Erben, 1956 a, b) por **FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC**.
- 2) Subdividir a la Formación Rosario (sensu Erben, 1956, a,b), en dos subintervalos litoestratigráficos: el inferior, facie fina-carbonosa, a la que se le seguirá llamando Rosario, y al superior, facie conglomerádica, elevada al rango de formación por el presente autor, como Formación Conglomerado Prieto.
- 3) A la Formación Cuarcítica Cualac, pasarla a formar parte basal del Grupo Tecocoyunca. Esta última proposición ya fue mencionada por Alencáster G. (1963).

Determinaciones:

Con base en las características litológicas observadas en la Barranca de Rosario Nuevo, se logró diferenciar a la Formación Zorrillo de la Taberna (Tabla 6).

Con los resultados obtenidos de la aplicación del Método Palinoestratigráfico, se obtuvieron 36 parámetros en total. Con ellos se lograron definir nueve palinozonas, las cuales caracterizaron a la secuencia estudiada en nueve intervalos litoestratigráficos diferentes. También caracterizaron y diferenciaron a las Formaciones Conglomerado Prieto, Cuarcítica Cualac y Zorrillo. De la misma manera dentro de la secuencia se detectaron niveles estratigráficos con influencia marina marginal.

Con respecto a la cronoestratigrafía, se identificaron 60 taxa de palinomorfos en total: 29 para la Formación Conglomerado Prieto y 31 para la Cuarcítica Cualac. Determinándose para la primera una edad del SINEMURIENSE y para la segunda el intervalo geocronológico PLIENSBACHIENSE-AALENIENSE.

Estas edades relativas nos permitieron hacer correlaciones, en tiempo con las unidades rocosas de varias cuencas.

Cuenca Huizachal-Peregrina (NE del País): unidad Diquiyú con l Alomienbro Río Blanco; Formación Rosario con el Alomienbro volcánico-sedimentario; la Conglomerado Prieto con la parte inferior de la Abformación La Boca; y la Cuarcítica Cualac con la parte media superior de la misma.

Cuenca Huayacocotla (Schmidt Effing, 1980): la Formación Conglomerado Prieto se correlaciona con las formaciones las Juntas, Temaxcalapa y Despi; la Cuarcítica Cualac con la Formaciones Tenango y “Capas con Plantas”. Posiblemente, la Formación Rosario y la unidad Diquiyú, se correlacionen con la Aloformación Huizachal.

Al norte de Veracruz, (Rueda-Gaxiola, 1975), la Formación conglomerado Prieto se correlaciona con la parte inferior de la formación Huayacocotla, la Cuarcítica Cualac, con la parte media superior de la misma formación y con la rosario (del NE de México). La Formación Rosario (sensu Jiménez-Rentería, 2004) y la unidad Diquiyú se correlacionan con la Formación Huizachal (Tabla 7).

CONCLUSIONES

- Es posible que las cuencas de Huizachal-Peregrina (Rueda-Gaxiola, et al, 1993), NE de México y la de Tlaxiaco hayan sido una misma durante, al menos, el intervalo Rhetiense-Aaleniense.
- Por sus atributos petrológicos, y texturales, la formación Rosario (sensu Erben, 1956, debe subdividirse en dos formaciones (o facies): inferior, Rosario (facie finacarbonosa) y superior o interdigitada Conglomerado Prieto.
- Por sus atributos petrológicos y texturales, al denominado hasta antes del presente trabajo como conglomerado? Cualac (Erben, 1956 b),, debe ser denominado Formación Cuarcítica Cualac.
- Por su petrogénesis diferente a la Formación Conglomerado Prieto y por sus mismas relaciones con las unidades superiores, la formación Cuarcítica Cualac, debe ser removida del Grupo Consuelo (Erben, 1956) y colocarla en la base del Grupo Tecocoyunca (Erben, 1956).
- La Formación Zorrillo, se puede diferenciar de la Taberna, por sus atributos petrológicos más relevantes.
- Con base al conjunto de taxa paleovegetales, estudiados por Wieland (1914), el rango geocronológico para el Grupo Consuelo (enmend. Jiménez-Rentería, 2004) es RHETIENSE-LIÁSICO.
- Con base al conjunto de palinomorfos identificados, se determinó la edad para las Formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac: SINEMURIENSE Y PLIENSBACHIENSE-AALENIENSE, respectivamente.
- Las edades determinadas por el presente autor con base en la aplicación del Método palinológico, son congruentes con las del estudio paleobotánico de Wieland (1914).
- Como consecuencia de lo anterior, la edad para la Formación Rosario (sensu Jiménez-Rentería, 2004), infrayacente e interdigitada con la formación conglomerado Prieto, quedaría dentro del rango TRIÁSICO-SINEMURIENSE.
- A través de la secuencia estudiada, se detectaron niveles estratigráficos con evidencias de influjos marinos marginales.
- Con base en el análisis de la materia microorgánica, contenida en las rocas muestreadas, se detectó la presencia y abundancia de hidrocarburos.

- Los monoaromáticos predominan en la parte inferior de la secuencia y los diaromáticos y tri+poliaromáticos en la superior.
- Los esfuerzos de compresión, formadores del Anticlinorio de Diquiyú, actuaron en una dirección variable, desde NE-SW, hasta SE-NW, pero la dirección dominante fue de Este a Oeste.
- Las anomalías estructurales en el lado occidental del mismo anticlinorio, se debe a una recumbencia, producto de los mismos esfuerzos.
- Con la Formación Cuarcítica Cualac, prácticamente se inicia la franca transgresión marina.

RECOMENDACIONES

-Que los estudios paleozoológicos y paleobotánicos sean interdisciplinarios, fundamentándose en una columna litoestratigráfica, ya que sin ella, TODO ESFUERZO POR APLICARLOS PARA FINES ESTRATIGRÁFICOS, SERÁN INFRUCTUOSOS.

-Que se incluya el Método Palinoestratigráfico en la materia de Micropaleontología en la carrera de Ingeniero geólogo, en la UNAM.

EL DESEO MAYOR DEL PRESENTE AUTOR, ES QUE EL PRESENTE TRABAJO, SEA UTIL PARA ESCLARECER, EN ALGUN GRADO, LA PROBLEMÁTICA DE ESTA REGIÓN.

BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- ALENCÁSTER G. Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero; UNAM, Instituto de Geología; Paleontología Mexicana 15, 52: 1963.
- AVECILLA-GUADARRAMA. Moluscos jurásicos del área de San Andrés Yutatío, Municipio de Tezoatlán, Oaxaca. Tesis Profesional, UNAM, Facultad de Ciencias, México D. F., 1973.
- ARRIAGA-ARREDONDO F y OBREGÓN ANDRIA L. Estudio preliminar geológico y petrográfico del carbón del área de Tlaxiaco de la Cuenca Carbonífera de la Mixteca, Oaxaca. GEOMIMET 3^a Epoca, No. 21 enero/febrero, 1983.
- ANDERSON-MALCOLN J. Paleoflora of Southern Africa; prodromus of south Africa megaflore Devonian to Lower Cretaceous, by John M. Anderson, Heidi M. Anderson. Rotterdam: Published for the Botanical Research Institute by A. Balkena; 423-pp, il. ISBN90-6, 191-575-9. 1985.
- ALANIZ-ALVAREZ S. A., VAN DER HIEDEN P. y ORTEGA-GUTIERREZ F. Radiometric and Kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in Southern México related to the opening of the Gulf of México. Geology: May, vol 24, No 5: 443-446, fig. 3, 1 Table. 1990.
- ALLEN-PHILIP A. y ALLEN-JOHN R. Basin analysis, Principles and Applications. 1990.
- BIRKINBINE J. L. W. Exploration of certain iron-ore and coal deposits in the State of Oaxaca, México. Amer. Inst. Mining Metall., Eng., Trans., vol 41, :166-188. 1911.
- BURCKHARDT C. Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero. Instituto de Geología, México, bol. 47, 108 p., 1927.
- BALME B. E. Spores and Pollen grains from the Mesozoic of western Australia. C5 IRO, Chastwood western Australia, ref. T C.25, p. 1-148, figs. 7, 1957.
- BRUCE-CORNET A. A summary of the biostratigraphy of the Newark Super Group of eastern North América, with comment on early Mesozoic provinciality, III, CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, MEXICO; SIMPOSIO SOBRE FLORAS DEL TRIÁSICO TARDÍO;

FITOGEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA MEMORIA, pp. 67-81, 1
tabla 6 figs. 1985.

- BARTOK P. Pre-breakup geology of the Gulf of México-Caribbean: its relations to Triassic and Jurassic rifts systems of the region. *Tectonics*, vol. 12, No. 2, pp. 441-459. Abril, 1993.
- COUPER R. A. British Mesozoic microspora and pollen grains; A systematic and Stratigraphic Study. *PALAEONTOGRAPHICA* Bd. 103: 75-279. 1958
- CARRASCO-RAMIREZ S. S. Geología jurásica del área de Tlaxiaco, Mixteca alta, Oaxaca, tesis de maestría; UNAM, 105 p. 1981. Tesis de doctorado UNAM, México D. F. 1999.
- CORONA-ESQUIVEL R. J. de J. Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamuxtitlán, Guerrero. Tesis de maestría, UNAM 1981.
- CORONA-ESQUIVEL R. J. de J. Estratigrafía de la Región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero; UNAM Instituto de Geología, Revista, vol 5, No. 1; p. 17-24. 1983.
- CAMPA-USCANGA M. P. Interpretación tectónica continental de la Región Mixteca. *Soc. Geol. Mex.*, bol. 45, 1984.
- CONTRERAS Y NUÑEZ M. Estudio bioestratigráfico basado en amonitas de las rocas liásicas de Money-Pahuatlán, Puebla. *MEMORIAS III, CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA*, p. q56-163, 1985.
- COOK I. y DETTMANN M. E. Some trilete Spores from Upper Mesozoic deposits in the eastern australian region. *Proc. Royal Soc. Victoria*, V. 70, No. 2, 1958.
- DIAS-LOZANO E. Descripción de unas plantas liásicas de Huayacocotla, en el Estado de Veracruz. *Paleontología Mexicana*, Bol. No. 34, Instituto de geología, 1916.
- DAVID WALL Microplankton, Pollen and Spores from the Lower Jurassic Britain. Woods Hole Oceanographic Institutions Massachusetts. *Micropaleontology*, vol. 11, No. 2, pp. 151-190, Placas 1-9; Abril, 1965.

- DOROTHY-GUY OHLSON. Jurassic palinology of the Viuhelmsfält, bore No. 1, Scanian Sweden Toarciano-Aaleniano. Section of palaeobotany, Swedish Museum on Nat. Hist., Stockholm, 1986.
- DOBRUSKINA I. A. YAROSHENKO O.P. The relationship between the Triassic flora of both sides of the northern Atlantic Ocean. III CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, MEXICO. SIMPOSIO SOBRE LA FLORA DEL TRIÁSICO TARDÍO, SU FITOGEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA; MEMORIA. P. 21-31, 1 Tabla, 3 figuras, 1985.
- ERBEN H. K. Jurásico Inferior de México y sus amonitas. UNAM Instituto de Geología, 20th Congr. Ann., México; p. 1-104, 1956 a.
- ERBEN H. K. el Jurásico Medio y Caloviano de México. México D. F.; Congr. Geol. Internacional 20, monogr., 140 p., 1956 b.
- EROL-AKYOL Palynologie du Permien inferieur de Sariz (kayseri) et de Pamucak Yaylasi (Natalia-Turquie) et contamination jurasique observée due aux Ruisseaux « Pamucak » et « Goynuc ». Institut D'étude et de Recherche Mimières, ankara. POLLEN ET SPORES, vol. XVII, No. 1, 1967.
- FERRUSQUIA-VILAFRANCA, JIMÉNEZ-HIDALGO E. y BRAVO-CUEVAS V. Footprint of small Seurópodos from the Middle Jurásic of Oaxaca, Southern, México. From: Continental Jurassic, Michael Morales, Museum of Northern Arizona, Bulletin 60, 1996.
- FERRUSQUÍA-VILAFRANCA I. Estudios geológicos-paleontológicos en la Región Mixteca Parte I: Geología del Area de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca.
- FOLK L. ROBERT. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publusing Company Austin, Texas 78703, 1994.
- GONZÁLEZ-TORRES E. Geología y Paleomagnetismo del Area de Tezoatlán, Estado de Oaxaca. Tesis de licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería, 1989.
- HERRERA M. E. S. y VILLASEÑOR P. E. R. Ambientes depositacionales y facies sedimentarias de la Formación Todos Santos del Jurásico Medio. PROYECTO CAO- 3517, Instituto Mexicano del Petróleo, 1991
- HOFMEISTER W. S. Microfósil prospectin for petroleum, U. S. patent 2686108, 1954.

- KRUMBEIN W. C. y SLOSS L. L. Estratigrafía y Sedimentación. Departamento de Geología, Univ. Northwestern. Traducción de la 29 Ed. en inglés por Ing. De Minas Rafael García Díaz, 1ª edición en español, 1963.
- MALDONADO-KOERDELL M. Los estudios paleobotánicos en México, con un catálogo sistemático de sus plantas fósiles (excepto Tallophyta y Bryophyta), 1950.
- MARTINEZ-BERMUDEZ J., CORTÉZ-OBREGÓN S., TORRES-VILLEGAS L., PÉREZ-LARIOS J., GAMBOA-AVITIA A., CRUZ-CASTELÁN S. y PUEBLA-PERALTA M. La cuenca carbonífera de la Mixteca. BANCO DE MEXICO, Departamento de Investigaciones Industriales, 1956-1957.
- MARTINEZ-HERNANDEZ E. Palinología y sus aplicaciones geológicas, Cuenca Carbonífera de fuentes-Río Escondido, Coahuila. UNAM.
- MORAN-ZENTENO D. J. Paleogeografía y Paleomagnetismo pre-Cenozoico del Terreno Mixteco. Tesis de maestría en Ciencias Geológicas, UNAM, 1987.
- OCHOTERENA H. F. Fisiografía de la Región Mixteca. Bol. No. 10, Instituto de Geografía UNAM, p. 285-317, 1980.
- OCHOTERENA H. F. Fisiografía a nivel local del área de San Juan Diquiyú, Mixteca alta, noroeste del Estado de Oaxaca. Bol. No. 10,p. 285-317, Institutode Geografía, UNAM México D. F., 1980
- OCHOTERENA H. F. Evolución de las unidades morfoestructurales de la región de Diquiyú. Bol. Del Inst. de Geografía, UNAM; vol. 10, p.285-317, 1981.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. Geología del área de Ayuquila, Oaxaca. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 1970.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. Estratigrafía del Complejo Acatlán, en la Mixteca Baja: estados de Puebla y Oaxaca. Rev. Inst. Geol., UNAM, vol 2, No. 2, 1978.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. Algunas rocas miloníticas de México y su significado tectónico. V Convención Geológica Nacional, 1980.
- ORTEGA-GUTIERREZ B. Paleomagnetismo y Geología de las unidades clásticas mesozoicas del área de Totoltepec-Ixcaquistla, estados de Puebla y Oaxaca, Maestría en Ciencias (geología), 1989.
- PETTIJOHN F. J. Rocks Sedimentary, Petrology of Sedimentary Rocks, Austin Texas HEMPHILL, 182p., 1974.

- PERSON C. P. y DELEVORIAS T. The Middle Jurassic Flora of Oaxaca, México. *Palaeontographica* b. band. 180, Lig 4-6, 65.137, Stuttgart, Januar, p. 82-132, 1982.
- POTONIE R. y KREMP G. Die Spora dispersae ruhrkabons. *Palaeontographica* B, Tomo II: 100p., 1956.
- QUATTROCCHIC M. Palinomorfos del Bayociano de Loan Mahida (Cuenca Neuquina, Argentina), descripciones sistemáticas. MEMORIA III, CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA. Universidad del sur, Bahía Blanca, Argentina; Láminas A y B, p. 175-184, 1985.
- RUEDA-GAXIOLA J., T. DE CASTRO y O. HERNANDEZ-COLLADO M. Estudio palinológico, geoquímica y petrográfico de los núcleos 10 y 11 del pozo Xoconostle 1, en el Altiplano Mexicano. Subdirección de Tecnología de Exploración del Instituto mexicano del Petróleo, 1973.
- RUEDA-GAXIOLA J. Una nueva clasificación Morfológico-sistemática para polenesporas fósiles, Nomenclatura y Parataxonomía. Publicación No. 74 AG /048, subdirección de Tecnología de Exploración, 1974
- RUEDA-GAXIOLA J., DUEÑAS M. A., RODRIGUEZ J. L., MARICELA-MINERO y GEORGINA-URIBE. Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. Vol. II, AMGP, vol. XLIII, no. 2, p. 1-29. Julio-diciembre, 1993.
- RUEDA-GAXIOLA J. El Método Palinoestratigráfico (palinología sensu lato) aplicado a la exploración petrolera. ACTA MEXICANA DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA. Vol. XI, No 41, pp.23-33, Marzo, 1993.
- RUEDA-GAXIOLA J., LOPEZ-OCAMPO, DUEÑAS M. A. y RODRIGUEZ J. L. Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. I. El Alogrupo Los San Pedro. Bol. AMGP, VOL. XIII, No1; p. 1-33, ANEXOS. Enero-Junio, 1993
- RUEDA-GAXIOLA J., AYALA-NIETO M. L. y ROSALES-LOMELÍ J. Catálogo de Palinomorfos de las cuencas petroleras de México (Jurásico Temprano y Medio); Proyecto CAO-5512, 1996.

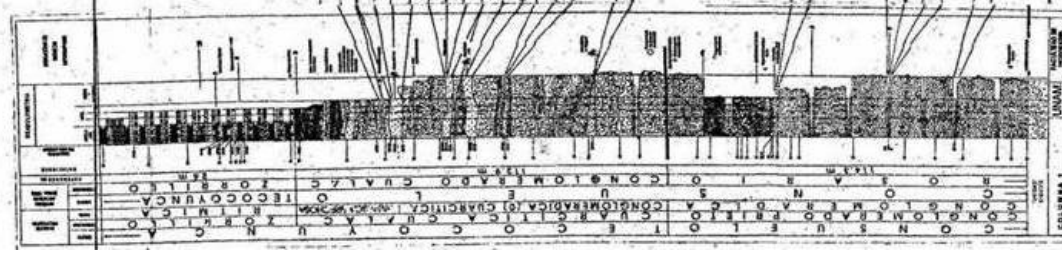
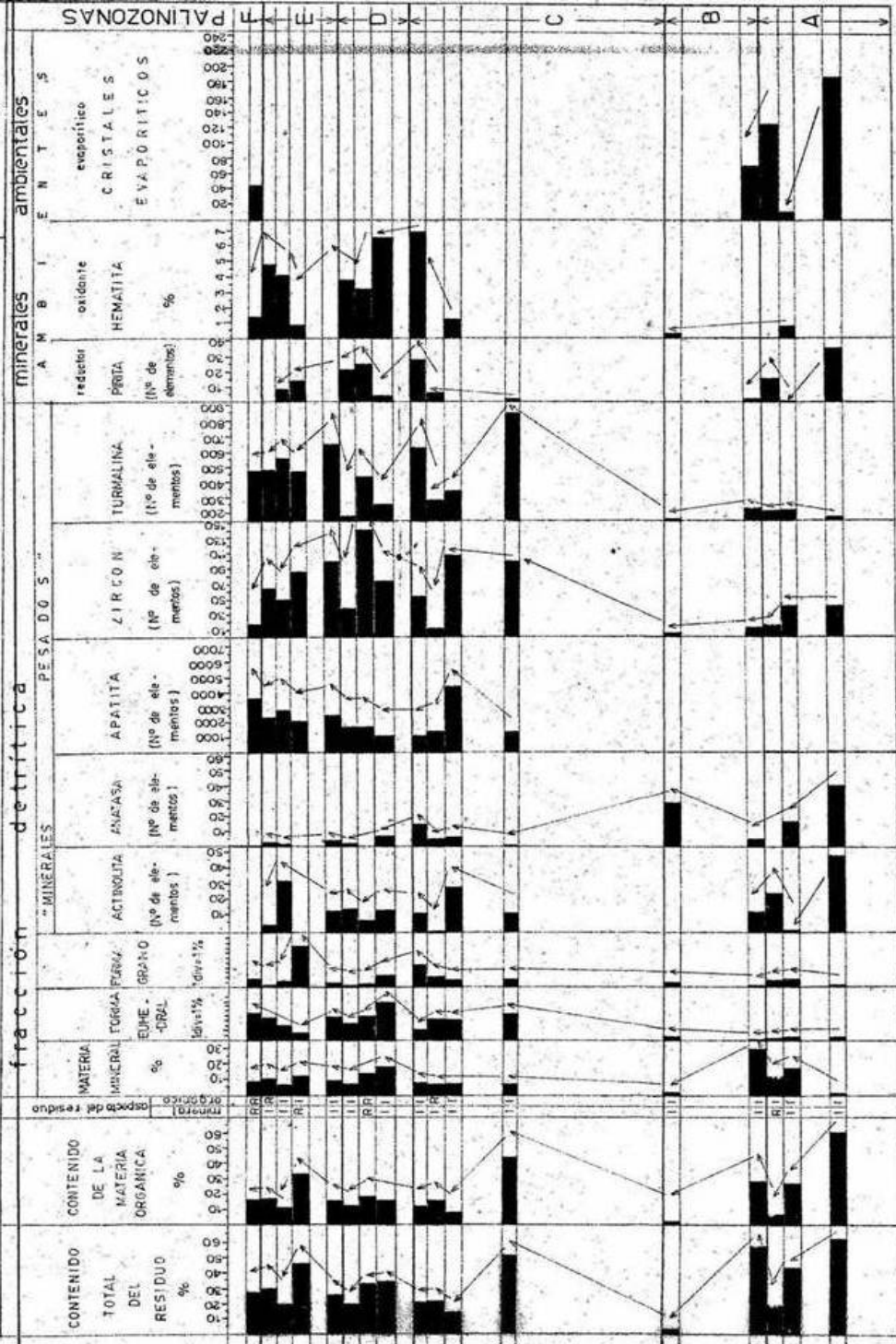
- RUEDA-GAXIOLA J., ZORRILLA O., PLIEGO-VIDAL O., DEL VALLE-REYES A., GUERRERO-MUÑOZ M., MINERO M. URIBE G., y RIVERO-TORRES Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. IV. Geoquímica inorgánica y paleogeografía del alogrupo Los san Pedro. Bol. AMGP., vol. XLVI, No 2, p. 43-86. Julio- diciembre, 1997.
- RUIZ-CASTELLANOS M. Geología del Area Mariscal-Amatitlán, Oaxaca. Tesis Profesional, UNAM, 1969.
- RAMIREZ-ESPINOZA J. La acreción de los terrenos Mixteco y de Oaxaca, durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur de México. Bol. 45, Soc, Geol. Mexicana, 1984.
- REYRE-YVES Palynologie du Mésozoique Saharien. MEMOIRE DU Museum National D'histoire Naturelle ; Séries Sciencies de la Terra. Tomo XXVII. 1973
- RIVERO-TORRES A. Estudio de Minerales Pesados en láminas palinológicas de una sección compuesta con Lechos Rojos mesozoicos del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Nacional de Arquitectura, 1996.
- RAMANUJAN C G. K. y KALAVATI S. Palynology of the carbonaceous shales from borehole at Katanakkan, near Conjeevaram Tamil Nadu, India (dpto., of Botany Osmania University Hyderabad, India) POLLEN ET SPORES, vol XVI, No 1, 1974.
- REINHARDT. Megasporen ausdem Kemper Thuringens; Freiberg Forsschungs, C. V. 164, p.115-128, 1963.
- SILVA-PINEDA A. Flora fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico), Estado de Sonora, México. Tesis Biólogo, Facultad de Ciencias, UNAM, 1961.
- SILVA-PINEDA A. y GONZÁLEZ-GALLARDO S. Algunas Bennettitales (Cycadophyta) y Coniferáles (coniferophita) del Jurásico Medio del área de cualac, Guerrero. Revista, vol. 7, No 8; p. 244-248, Instituto de Geología, UNAM, 1968.

- SILVA-PINEDA A. Plantas fósiles del Jurásico Medio de la región de Tezoatlán, Oaxaca. In Segura L. R., y Rodríguez-Torres R. (eds.), Libro-Guia de la excursión México- Oaxaca, Soc. Geol. Mexicana; p. 129-153, 1970.
- SILVA-PINEDA A. Goniolina geométrica (Chlorophyta-Dasycladaceae), de la Formación San Ricardo (Jurásico Superior) del Estado de Chiapas. Revista, vol. 1, No. 1, p.64-68, Instituto de Geología, Geología, UNAM 1977.
- SILVA-PINEDA A. Plantas del Jurásico Medio del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca. Paleontología Mexicana 44, parte 3, 36, p.7 láminas. Instituto de geología. UNAM, 1978.
- SILVA-PINEDEA A., y GONZÁLEZ-GALLARDO. Tafoflórula jurásica de la región Chilpancingo-Tlapa en el noreste del Estado de Guerrero, México. III CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, MEXICO, SIMPOSIO SOBRE FLORAS DEL TRIASICO TARDÍO, SU FITOGEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA. MEMORIA. Lámina 1,1 figura, p. 200-206. 1985.
- SILVA-PINEDA A. Revisión taxonómica y tipificación de las plantas jurásicas colectadas y estudiadas por Wieland (1914), en la región de el Consuelo, Oaxaca. Paleontología Mexicana 49; Instituto de Geololgia, UNAM, 1985.SCHLATTER R., y SCHMIDT-EFFING R. Bioestratigrafía y fauna de ammonites del Jurásico Inferior (Sinemuriano) del área de Tenango de Doria, Estado de Hidalgo, México. MEMORIA III CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, p. 154-155. 1985.
- SANDOVAL J., y WESTERMANN G. E. The Bajocian (Jurassic) amonites fauna of Oaxaca, México. JOURNAL OF PALEONTOLOGY, 60, No., 6; p. 1220-1271, 39 figs.; nov., 1980.
- SARJEANT W. A. S. Guide to the identification of Jurassic dinoflagellate Cyst. School of Geosc., Louisiana state University, publ. 78-1: 1-107. 1978
- TSCHUDY, y R. SCOTT, Editores. Aspects of Palynology. 1969.

- TORRES-RIVERO. Estudio de los Minerales Pesados contenidos en las láminas palinógicas de la Cuenca Huayacocotla-el Alamar. Tesis de Licenciatura I. P. N. realizada en el Instituto Mexicano del Petróleo. 1996.
- TORRES-DURAN V., CENDEJAS-CRUZ E., y CRUZ-LOPEZ D. E. Informe final (de las exploraciones realizadas en el Proyecto “Carbón Mixteco” (Subcuenca San Juan Diquiyú), Estado de Oaxaca. Consejo de recursos Minerales; Subgerencia Regional, Zona sur, Tezoatlán, Oaxaca. 1992.
- VOLKHEIMER W. SCAFATI, y ROSENFELD U. Caracterización palinológica y sedimentológica de una secuencia regresiva y transgresiva en el Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina. III CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, Mexico, memoria, P. 165-174. 1985.
- ZOLTAN DE SCHERNA A. Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centro-meridional de México. Soc. Geol. Mex. ; Excursión México-Oaxaca, 1970
- WIELAND G. R., La flora Fósil de la Mixteca alta. Bol. 31, soc. Geol. Mex. 8 (1) (Abstract), 165 p.
- WALTER TA H.. Petrología. Traducida al español por salvador Orellano; Romero segunda ed., México, UTEHA, LIMUSA, 1991.
- WOLFGANG H., y ZAVATTIERI A. M. Una microflora triásica de la localidad de Divisadero argo (Mendoza, Argentina), II CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, MEXICO. SIMPOSIO SOBRE FLORAS DEL TRIÁSICO TARDÍO, SU FOTOGEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA. MEMORIA, p. 42-50, 3 cuadros, 2 láminas, 1985.

PARAMETROS PALINOLÓGICOS MICROSCÓPICOS DE LA MATERIA MINERAL

TABLA 11



PARAMETROS PALINOLÓGICOS MICROSCÓPICOS DE LA MATERIA ORGÁNICA (M.O)

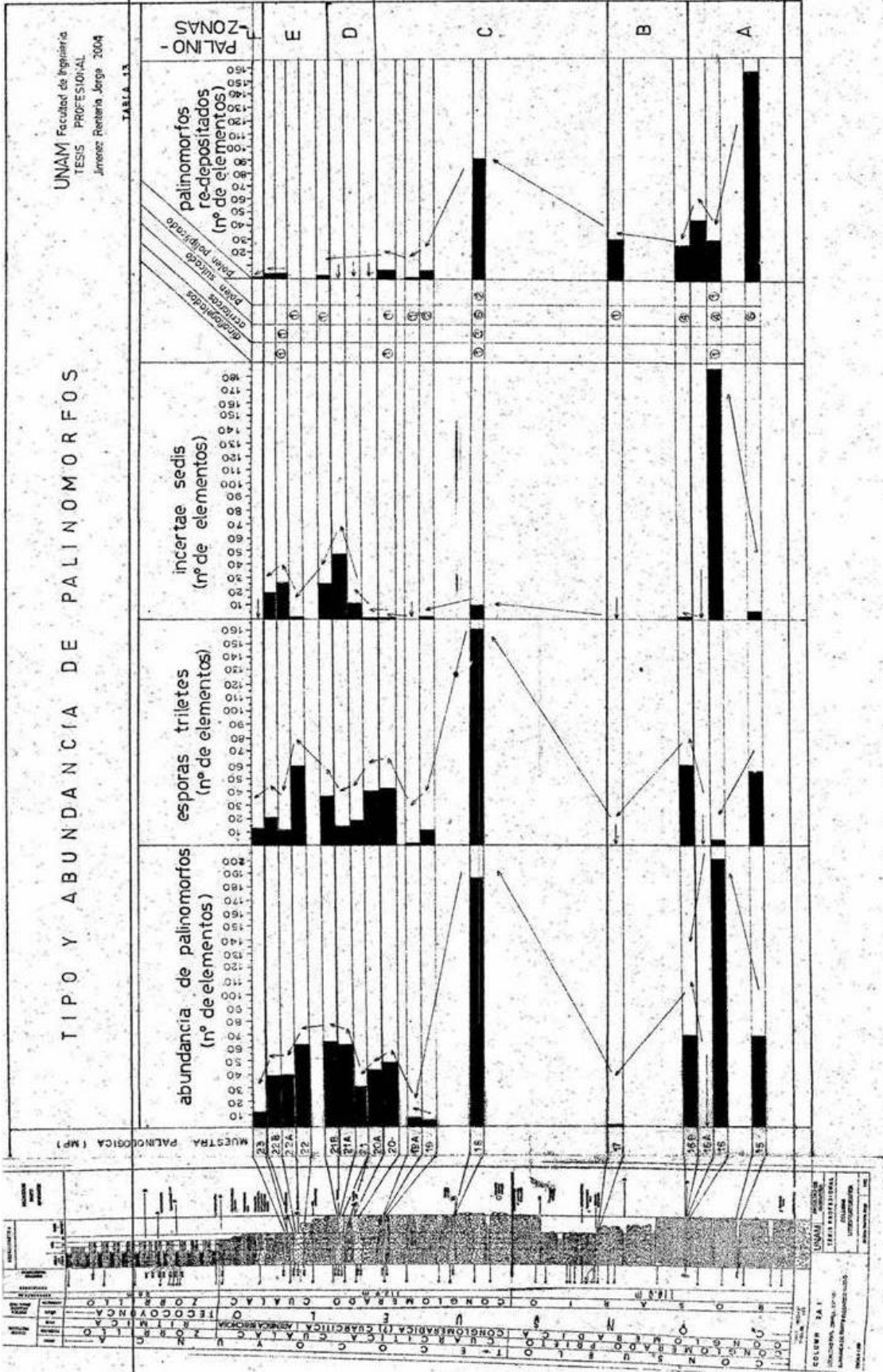
CONTENIDO TOTAL DEL RESIDUO		CONTENIDO DE LA MATERIA ORGÁNICA		herbáceo ante abstracción 1.0m = 1%		amortizo 1.0m = 1%		lejoso %		carbáceo %		tamaño de los elementos orgánicos no figurados				INDICE DE ALTERACION TERMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA (M.O)		palinozonas		
RESIDUO	%	ORGÁNICA	%	herbáceo	amortizo	lejoso	carbáceo	lejoso	carbáceo	lejoso	carbáceo	lejoso		carbáceo		maderoso	matorral		herbáceo	
				mit. prop. max.	mit. prop. max.													maderoso		matorral
				0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	3	4	0	1		2	
30	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	20	1	5	80			
28	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	14	1	4	25			
26	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	15	1	5	35			
24	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	5	1	4	80			
22	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6	20	1	4	76			
20	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	6	56	2	4	50			
18	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	7	20	2	4	90			
16	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	39	1	5	55			
14	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	7	67	2	7	40			
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100			
10	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	5	70	2	6	55			
8	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	7	58	2	7	45			
6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	16	3	5	36			
4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	7	57	2	10	100			
2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6	15	1	7	50			
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	20	2	6	44			
0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	15	96	4	32	222			

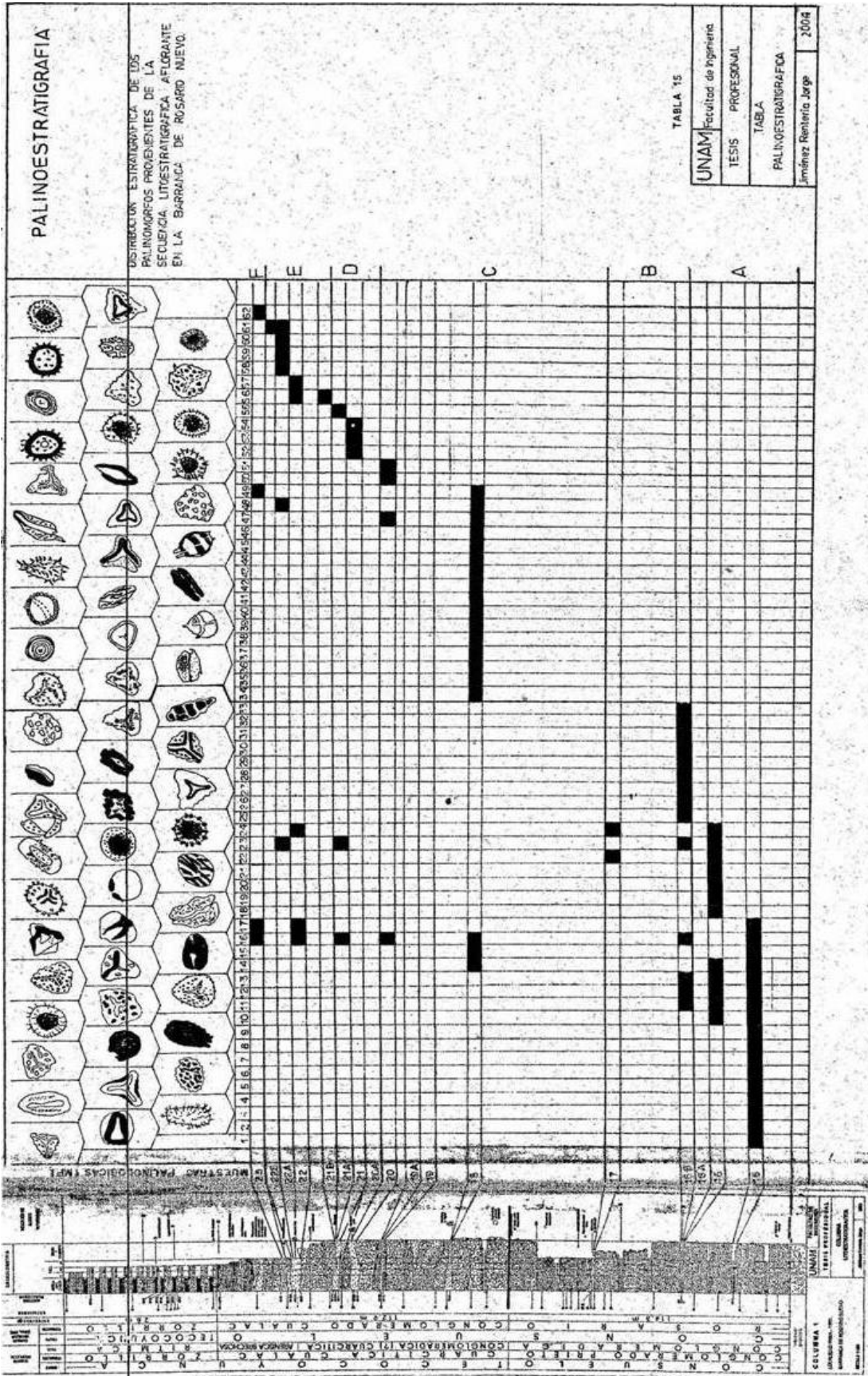
TABLA 12

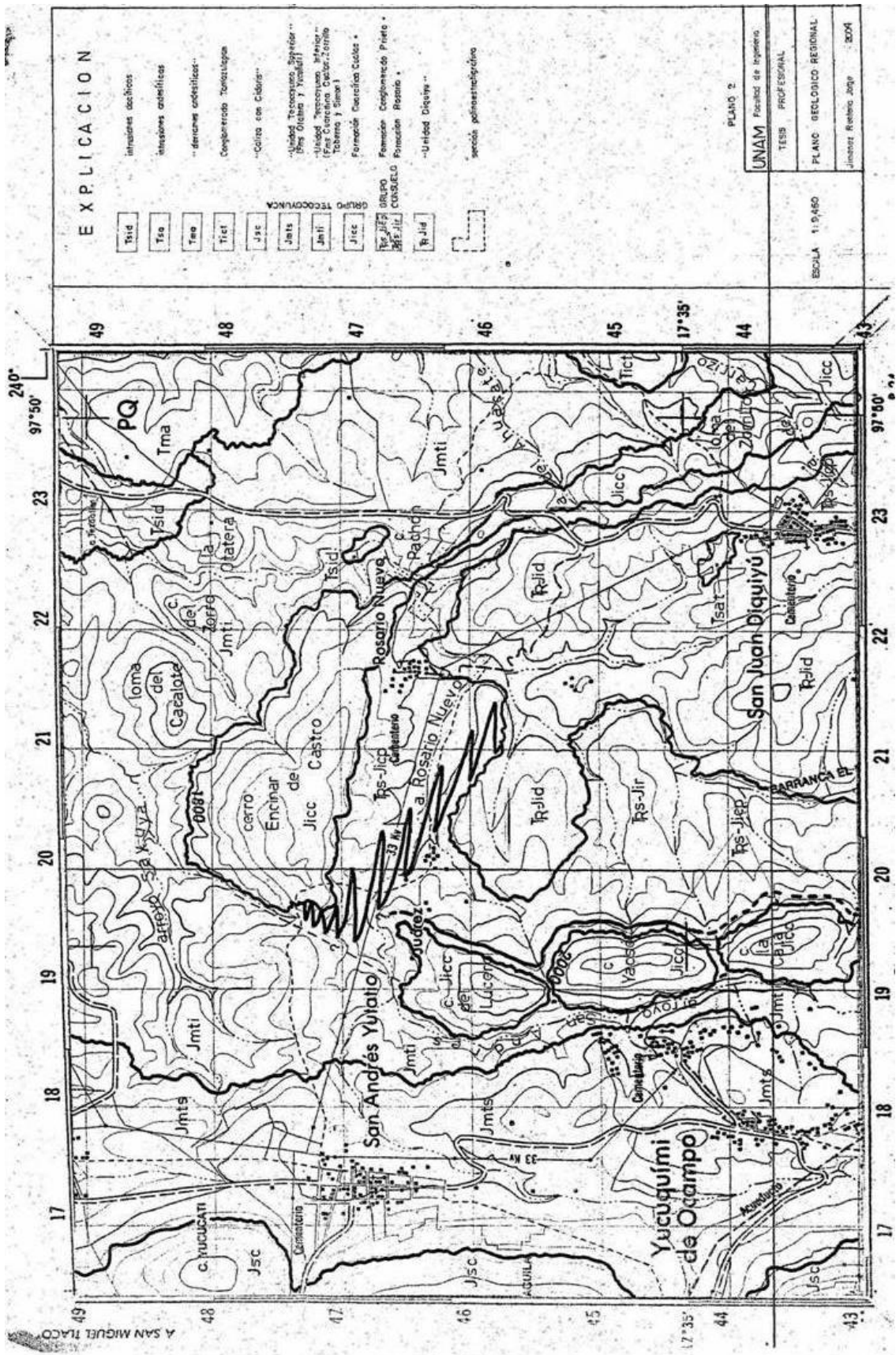
UNAM
FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
Janet Rotero Sige 2005

TABLA 13

TIPO Y ABUNDANCIA DE PALINOMORFOS







E X P L I C A C I O N

- Tsid Inimadas sacificios
- Tro Inimadas antefijos
- Tmo Inimadas cabilizos
- Tict Complemento "omocoyag"
- Jyc "Cinta con Cédula"
- Jets "Unidad Tecnológica Superior" (Ems. Otilia y Yucalá)
- Jmti "Unidad Tecnológica Inferior" (Ems. Carolina, Castró, Emilio Tabares y Juan)
- Jicc Ferrocarril Cables
- Rs-Jir Ferrocarril Conglomerado Prieto
- Rs-Jir Ferrocarril Conglomerado Rosalito
- R-Jid "Unidad Diquiyú"
- Unidad geohistórica

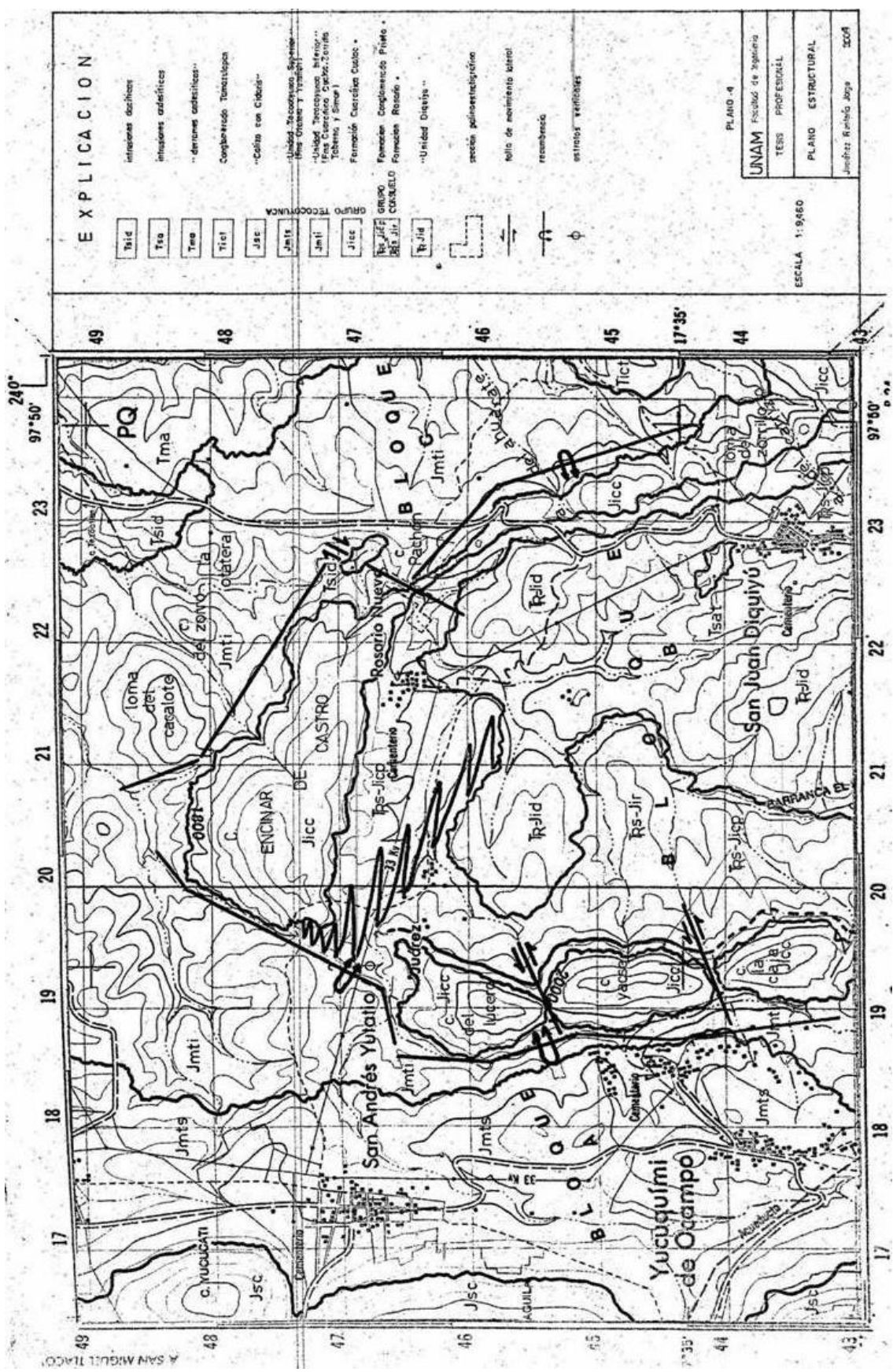
GRUPO TECNOLÓGICA

- Rs-Jir
- Rs-Jir
- R-Jid

PLANO 2

UNIAM	Facultad de Ingeniería
TESIS	PROFESIONAL
PLANO	GEOLOGICO REGIONAL
ESCALA	1:50,000
	Jilovez, Roberto, 2009

A SAN MIGUEL TACÓ



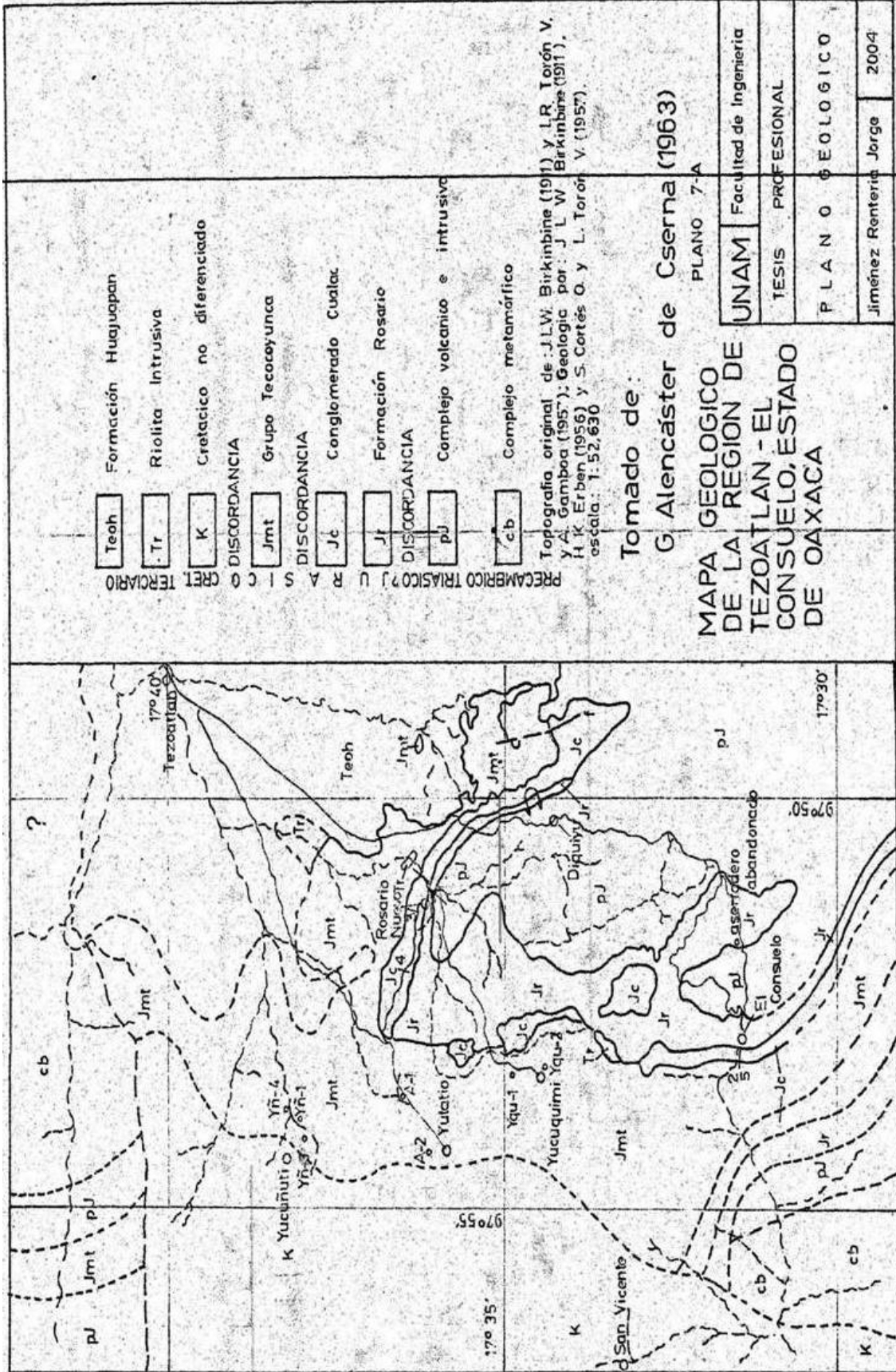
E X P L I C A C I O N

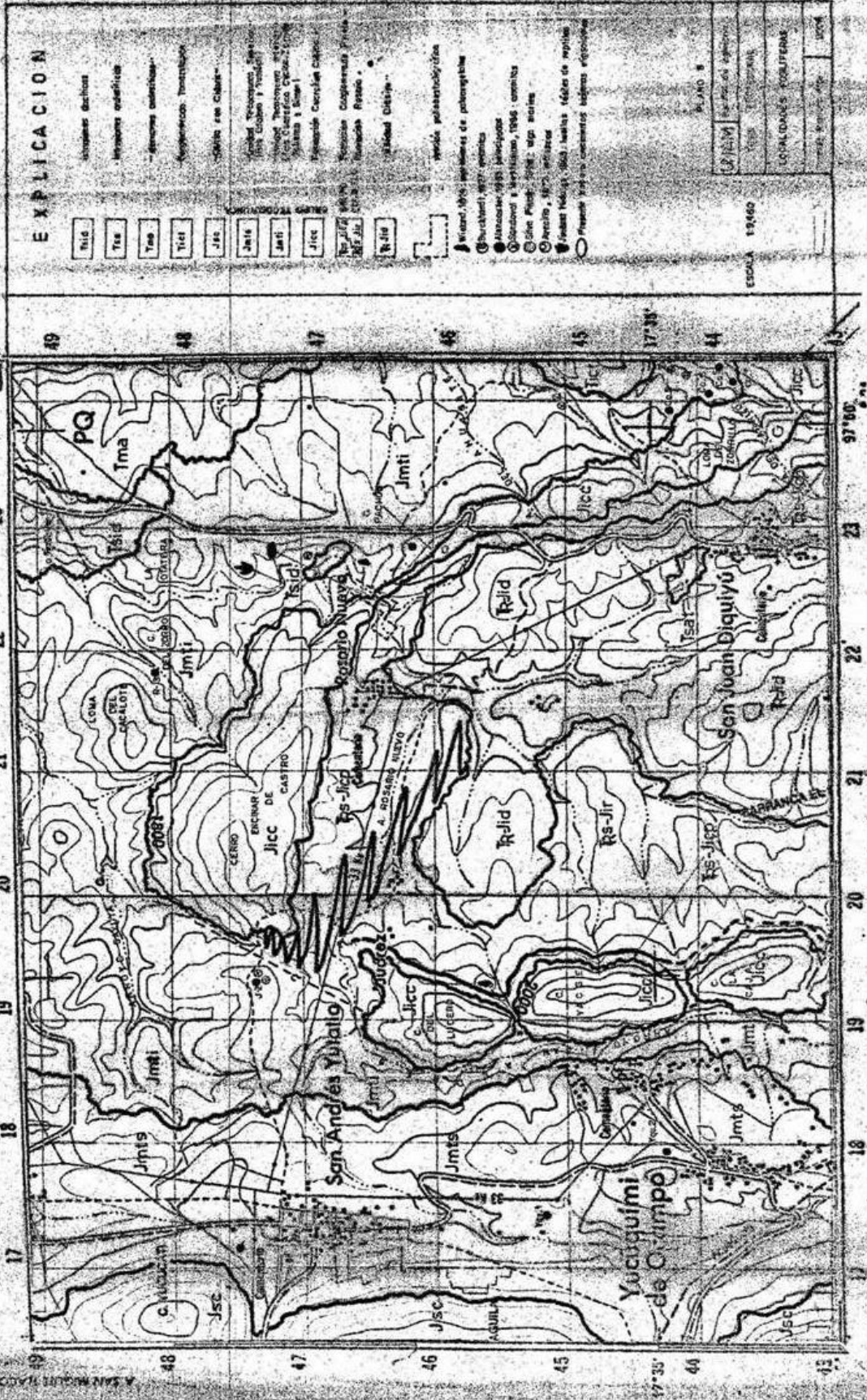
- | | |
|--------|---|
| Isid | infiltraciones de salitres |
| Tra | infiltraciones de sulfatos |
| Tca | "deformaciones subterráneas" |
| Tict | Complejidad Tectónica |
| Jsc | "Cala con Cáliz" |
| Jmti | Unidad "Acostumbrado Superior" (fms. Ocoyote y Yubatio) |
| Jmti | Unidad "Acostumbrado Inferior" (fms. Cuarceno, Cuic, Zentón, Tabasco, y Sump) |
| Jcc | Formación Cuarcena Cuic |
| Rs-Jir | Formación "Complemento Píleo" |
| Rs-Jir | Formación Rosado |
| Rs-Jir | "Unidad Dique" |
| Rs-Jir | sección paleontológica |
| Rs-Jir | folio de movimiento lateral |
| Rs-Jir | reembudo |
| Rs-Jir | estratos "verticales" |

UNAM	Escuela de Ingeniería
TERO	PROFESIONAL
PLANO	ESTRUCTURAL
Jiménez Roldán, Jorge	

ESCALA 1:9450

PLANO 4

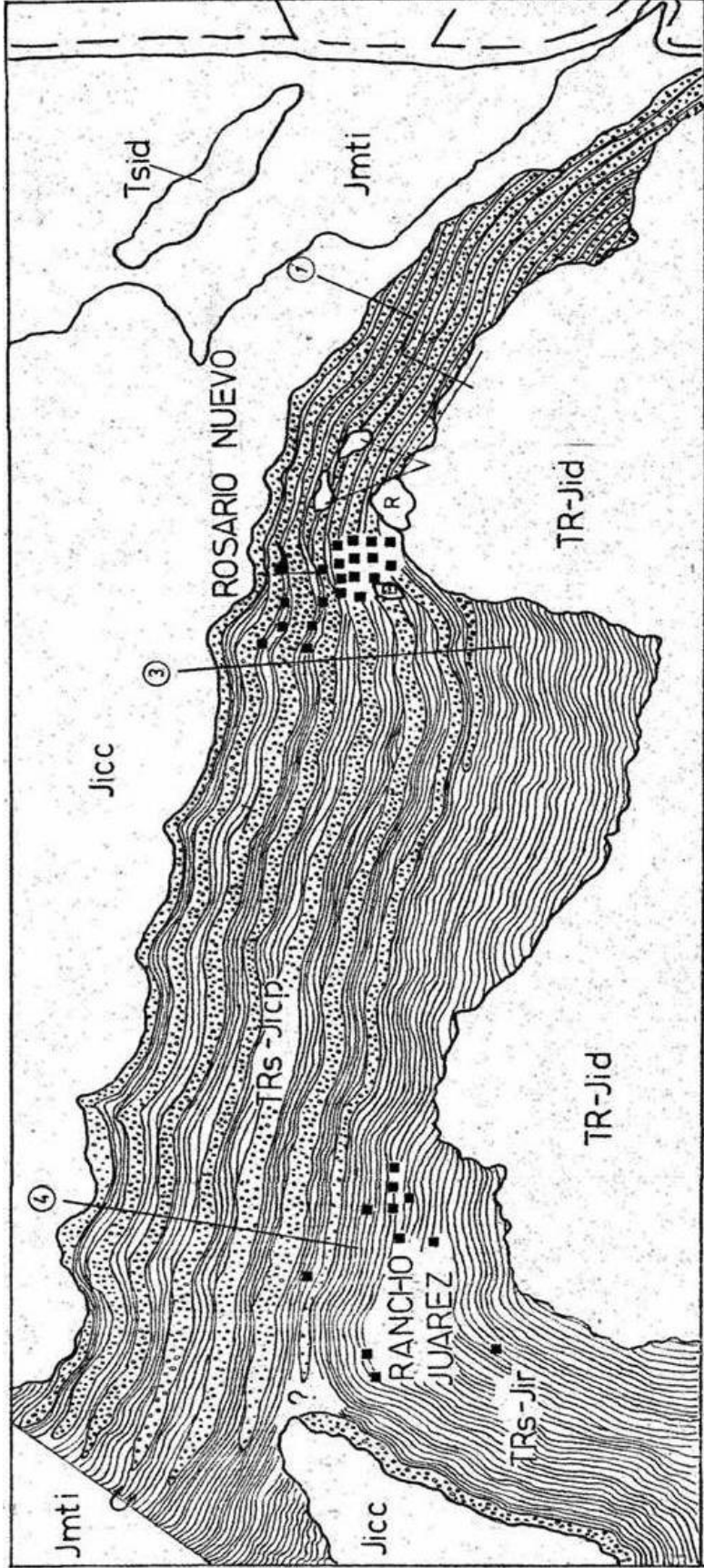




E X P L I C A C I O N

Nid	línea de riego
Tm	línea telefónica
Tse	línea eléctrica
Tid	línea de agua
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO
Jm	MUNICIPIO
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO
Jic	CENSO
Jm	MUNICIPIO

• Ciudad, 1:500,000 Escala
 • Ciudad, 1:100,000 Escala
 • Ciudad, 1:50,000 Escala
 • Ciudad, 1:25,000 Escala
 • Ciudad, 1:10,000 Escala
 • Ciudad, 1:5,000 Escala
 • Ciudad, 1:2,500 Escala
 • Ciudad, 1:1,250 Escala
 • Ciudad, 1:625 Escala
 • Ciudad, 1:312.5 Escala
 • Ciudad, 1:156.25 Escala
 • Ciudad, 1:78.125 Escala
 • Ciudad, 1:39.0625 Escala
 • Ciudad, 1:19.53125 Escala
 • Ciudad, 1:9.765625 Escala
 • Ciudad, 1:4.8828125 Escala
 • Ciudad, 1:2.44140625 Escala
 • Ciudad, 1:1.220703125 Escala
 • Ciudad, 1:0.6103515625 Escala
 • Ciudad, 1:0.30517578125 Escala
 • Ciudad, 1:0.152587890625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0762939453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.03814697265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.019073486328125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0095367431640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00476837158203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.002384185791015625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0011920928955078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00059604644775390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000298023223876953125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0001490116119384765625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00007450580596923828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000037252902984619140625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000186264514923095703125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000931322574615478515625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000004656612873077392578125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000023283064365386962890625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000116415321826934814453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000582076609134674072265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000002910383045673370361328125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000014551915228366851806640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000072759576141834259033203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000363797880709171295166015625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000001818989403545856475830078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000009094947017729282379150390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000045474735088646411895751953125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000227373675443232059478759765625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000001136868377216160297393798828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000005684341886080801486968994140625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000028421709430404007434844970703125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000142108547152020037174224853515625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000710542735760100185871124267578125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000003552713678800500929355621337890625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000017763568394002504646778106689453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000088817841970012523233890533447265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000044408920985006261616945266723828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000222044604925031308084726333619140625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000001110223024625156440423631668095703125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000005551115123126220222019683340478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000027755575615610111110095416672394140625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000138777878078050555550477083371970703125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000006938893903902527777523854168889453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000034694469519512638887619270844265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000173472347597563194438096354221328125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000867361737987815972190481771116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000043368086899390798609524088558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000021684043449695399304762044276015625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000108420217248476996523810221380078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000054210108624238498261905111900390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000027105054312119249130755559501953125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000135525271560596245653777797509765625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000006776263578029812282688889875478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000033881317890149061413444449377194140625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000169406589450745307067222246889453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000084703294725372653533611123447265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000004235164736268632676680556171116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000002117582368134316338340278088558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000001058791184067156666671390442765625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000529395592033578333335695221380078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000264697796016789166667847611900390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000013234889800839458333392378088558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000066174449004197291666711890442765625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000003308722450209864583335945221380078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000016543612251049322916672972611900390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000082718061255246614583369378088558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000413590306276233072916684689453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000020679515313811653595823447265625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000103397576569058267979169117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000516987882845291339895845221380078125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000258493941422645669947822611900390625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000129246970711322833499739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000064623485355661417499869558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000032311742677830708749993478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000016155871338915354374999695478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000008077935669457677187499982378088558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000004038967834728838593749999189453125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000002019483917364419296874999959478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000010097419586822096484374999979739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000005048709793411048221874999989869558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000252435489670552411087499999493478828125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000001262177448352760554437499997469558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000006310887241763802772187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000031554436208819013860874999989869558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000015777218104409506930437499997469558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000078886090522047534652187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000394430452610237673260874999989869558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000001972152263051188365437499997469558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000986076131525594191827187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000493038065762797095913860874999989869558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000246519032881489547956930437499997469558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000123259516440744773978365437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000616297582203723869891827187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000003081487911018619349456930437499997469558203125 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000001540743955509309674728365437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000007703719777546548373641827187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000385185988877327418682187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000192592994438663709341087499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000096296497219331854705437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000481482486096658773527187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000002407412430483293867636930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000120370621524164693381827187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000006018531076208234669091386087499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000003009265538104117334546930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000150463276905205866727187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000752316384526029333636930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000037615819226301466681827187499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000018807909613150733339091386087499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000009403954806575366679046930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000470197740328768333952346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000023509887016438416697617346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000117549435082192083488091386087499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000058774717541096041744046930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000002938735877054802087202346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000146936793852740104360117346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000734683969263700521800586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000036734198463185026090029346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000183670992315925130450146930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000009183549615796256522507346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000045917748078981282625036930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000022958874039490641312517346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000114794370197453206562586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000057397185098726603281254346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000028698592549363301625217346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000001434929627468165076251086930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000071746481373407753762554346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000035873240686703876876252717346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000017936620343351938437625136930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00000000000000000000000000000000000000896831017167596921762506846930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000004484155085837984608762503417346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000000022420775429189923043762501717346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000001121038771459499615217625008586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0000000000000000000000000000000000000005605193857297498076250042917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000000280259692864874903762500214586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000000000000000000000000000000000000000140129846432437450187625001072917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.007006492321621875009376250005364586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00350324616081093750468762500026822917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00175162308040546875023437625000134114586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000875811540202734375011717625000067072917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000437905770101367187500585876250000335364586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000218952885050683593750029293762500001676822917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.000109476442525341796875001464687625000008384114586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0054738221262670898437500073234376250000041920586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0027369110631333449418750003661718762500000209602917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.00136845553156667247209375000183085937625000001048014586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0006842277657833362361093750000915429687625000005240072917346930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.0003421138828916681180546875000045771484376250000026200364586930437499998739117116640625 Escala
 • Ciudad, 1:0.



Plano 9

UNAM	Facultad de Ingeniería
TESIS	PROFESIONAL
GEOMETRIA DE LA FORMACION CONGLOMERADO PRIETO	
Jimenez Renteria Jorge	2004

INTERPRETACION TENTATIVA DE LA GEOMETRIA DE LA FORMACION CONGLOMERADO PRIETO Y SU RELACION ESTRATIGRAFICA CON LA FORMACION ROSARIO* INTEGRANDO AMBAS.

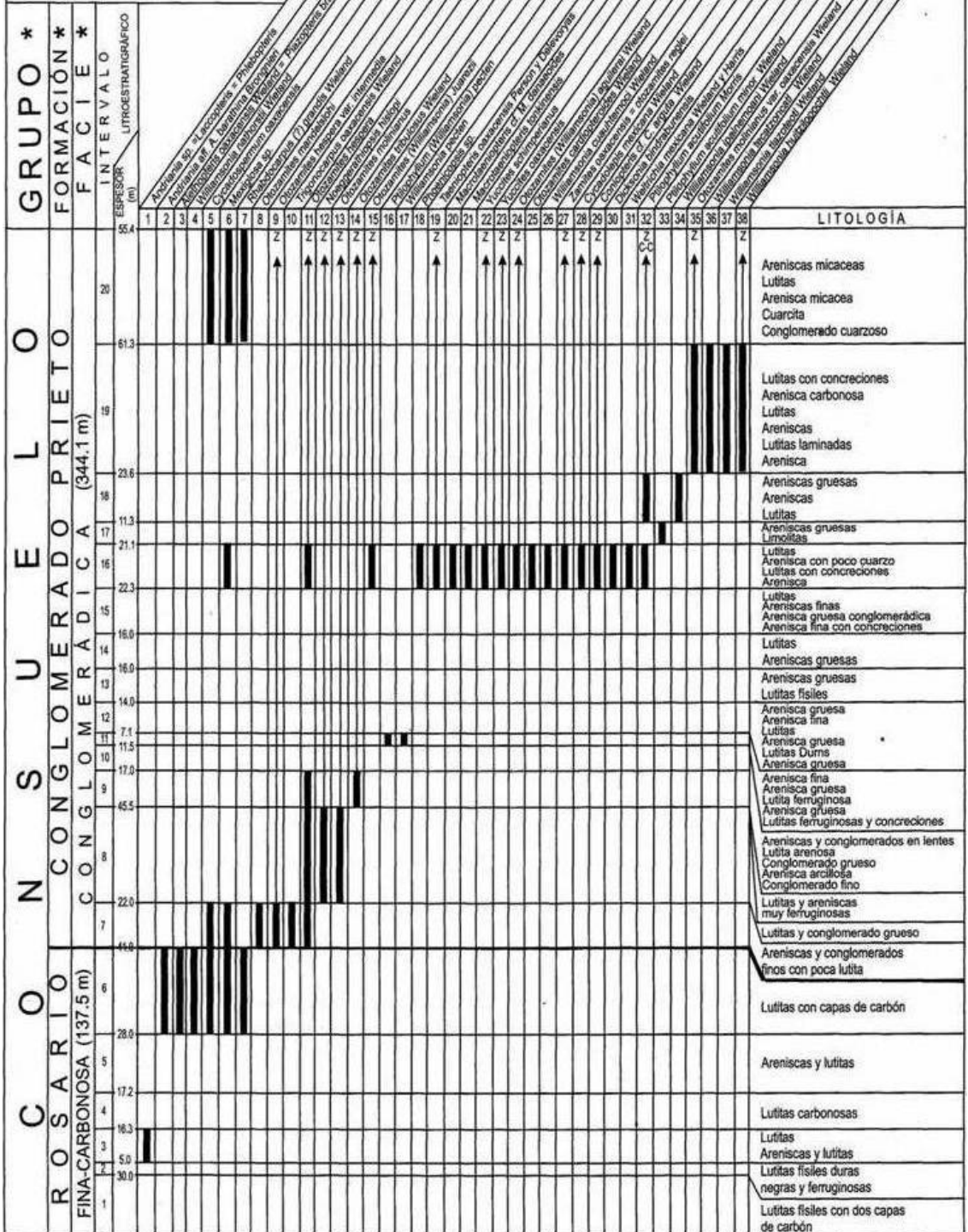
EL GRUPO CONSUELO*

- ① localidad para-tipo Barranca Rosario Nuevo
- ③ localidad-tipo propuesta por Erben H.K. (1956)
- ④ localidad-tipo propuesta por el presente autor
- R riolita
- B barrita

Escala 1:6200

*(sensu Jiménez R. 200.)

TABLA DE ALCANCES BIOESTRATIGRÁFICOS DE PALEOVEGETALES



* Enmend. Jiménez R., 2004

- Los espesores y el número de intervalos litostratigráficos se tomaron de la columna medida y descrita por Wieland y Bonillas (1914), (Columna 5).
 - La tabla fue sugerida por el Dr. Rueda Gaxiola J., Director de la presente tesis.
 - La tabla fue elaborada por el autor de la presente tesis.
- Z= Formación Zorrillo, C-C = Fm. Cuarcítica Cuatlic.

U.N.A.M. Facultad de Ingeniería
TESIS PROFESIONAL
Tabla de alcances bioestratigráficos de paleovegetales
 Tabla 9 Jiménez Rentería Jorge

**POLIGONAL TOPOGRAFICA
BARRANCA
ROSARIO NUEVO**

UNAM Facultad de Ingeniería
TESIS PROFESIONAL
Jesús Rentería Jorge 2004



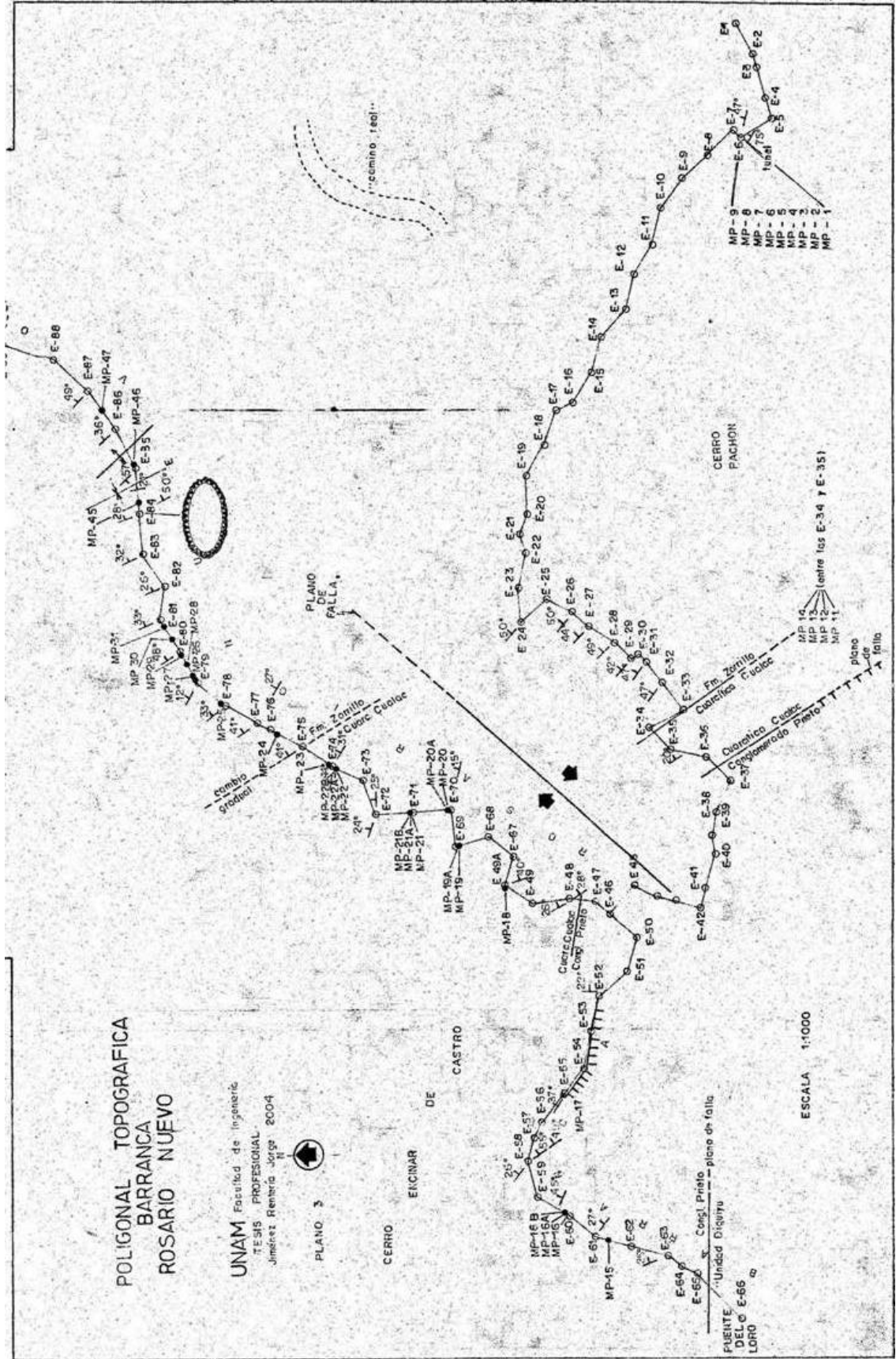
PLANO 3

CERRO ERICINAR

DE CASTRO

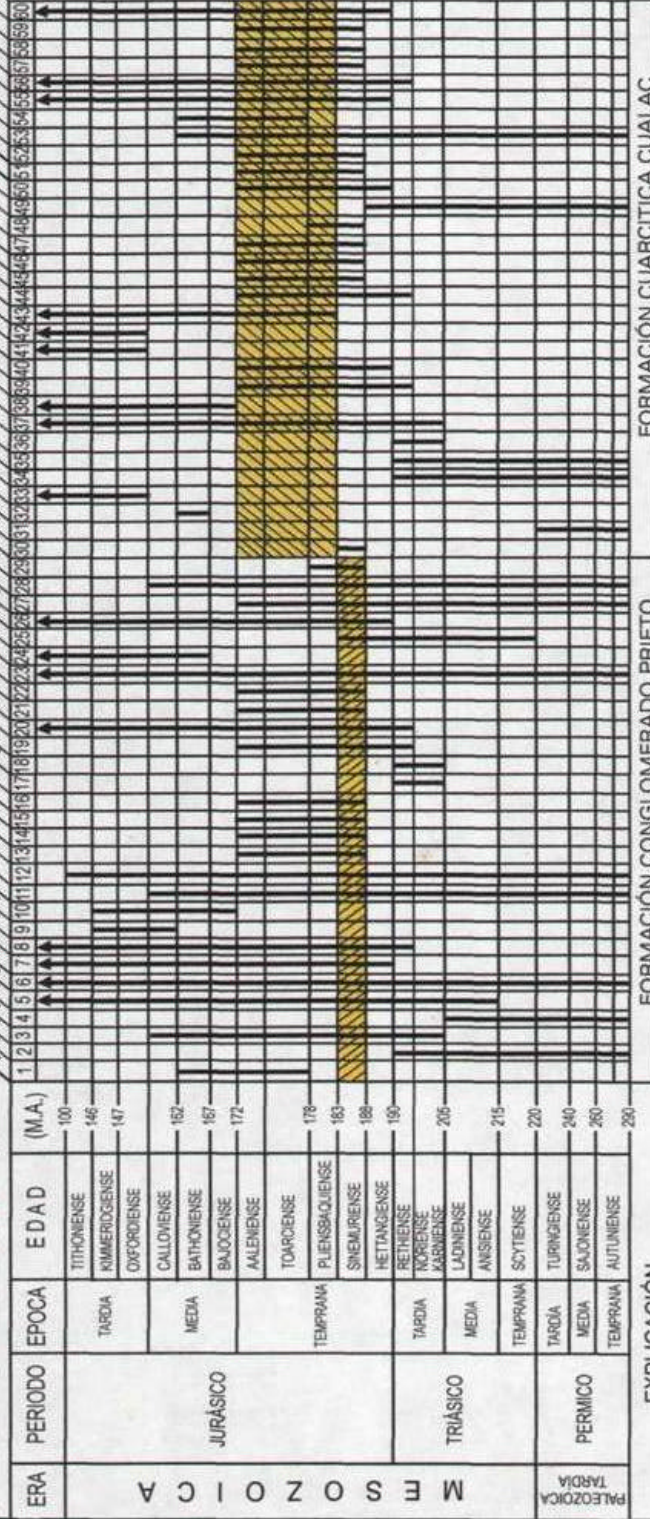
FUENTE DEL LORDO
Unidad Diguay
Congl. Prieto
plano de falla

ESCALA 1:1000



"EL TIEMPO ES EL POLLEN DEL UNIVERSO": Erich Von Däniken

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS DE LOS PALINOMORFOS IDENTIFICADOS



EXPLICACIÓN

- EL ORDEN PROGRESIVO DE LOS TAXA, ESTÁN POR ORDEN DE APARICIÓN ESTRATIGRÁFICA.
- LAS FLECHAS INDICAN QUE EL RANGO DEL TAXON, SE PROLONGA MÁS ALLÁ DEL PERIODO JURÁSICO.
- (M.A.) = MILLONES DE AÑOS.

INTERVALO DE TRASLAFE DE RANGOS GEOCRONOLÓGICOS

U.N.A.M. Facultad de Ingeniería

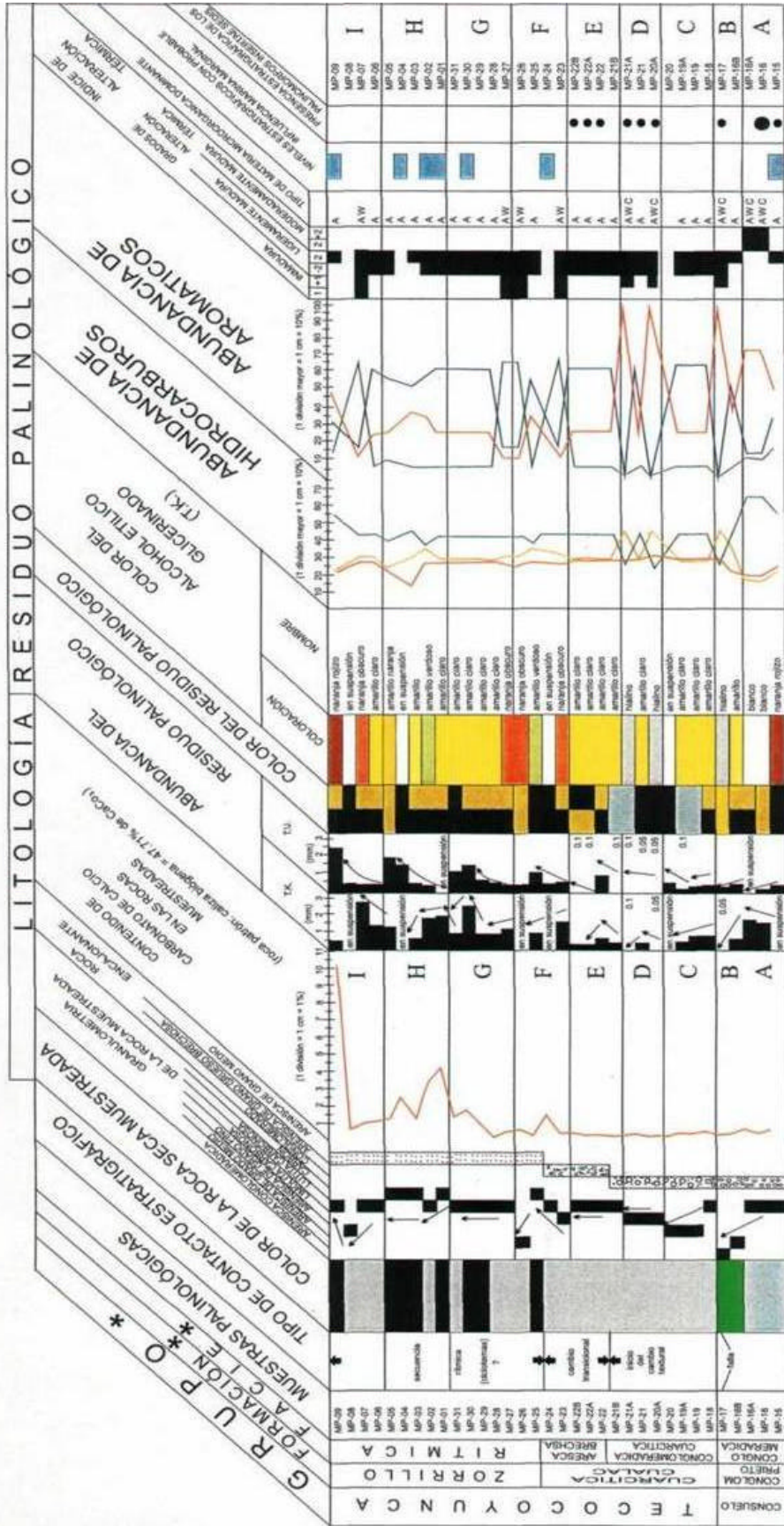
TESIS PROFESIONAL

Rangos Geocronológicos
de los
Palinomorfos Identificados

Jiménez Reñeria Jorge

2004 TABLA 14

PARÁMETROS PALINOLÓGICOS MACROSCÓPICOS



* Enevand presenta autor

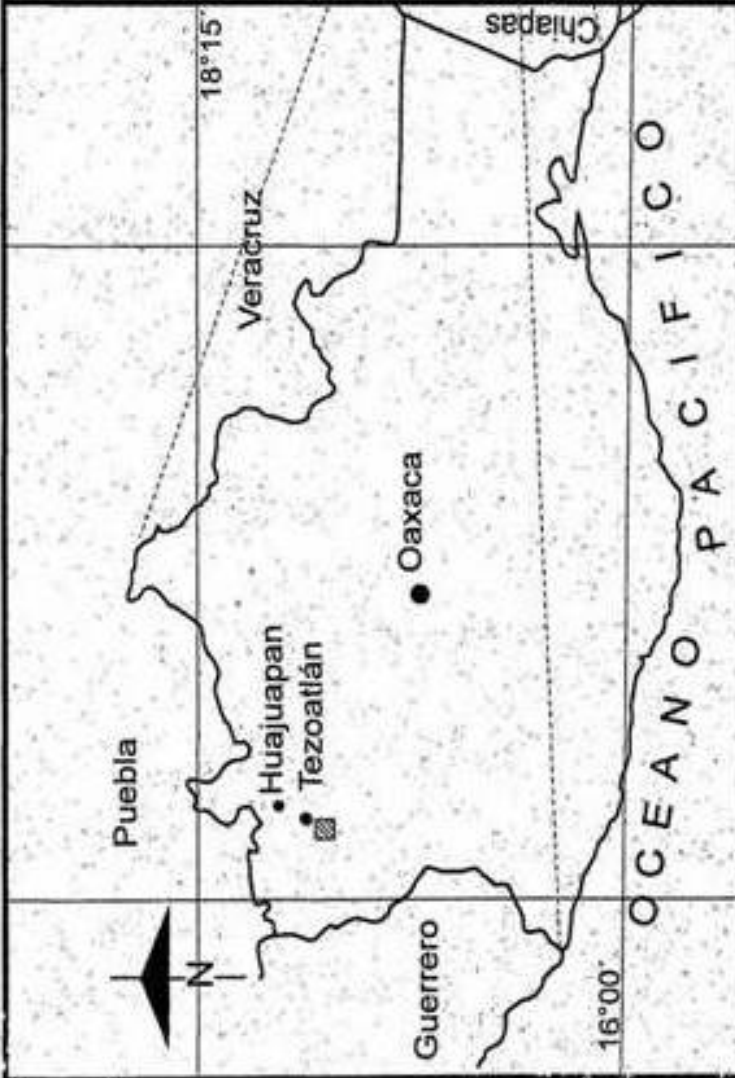
UNAM, Facultad de Ingeniería
TESIS PROFESIONAL
 Parámetros macroscópicos de los residuos palinológicos

2004

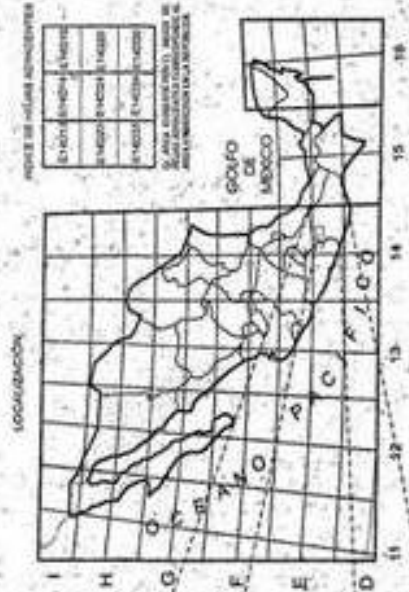
Jilmaris Reviriego Jago

TABLA 10

LETRAS A + I: PALINO ZONAS



ESTADO DE OAXACA



ESTADO ESTUDIADO

ESTADO ESTUDIADO	OAXACA
ESTADOS VECINOS	HIDALGO, VERACRUZ, CHIAPAS, GUERRERO, PUEBLA, TLAXCALA

 área estudiada



Plano 5



U.N.A.M. | Facultad de Ingeniería

TESIS PROFESIONAL

PLANO DE LOCALIZACIÓN

Jiménez Rentería, Jorge

2004

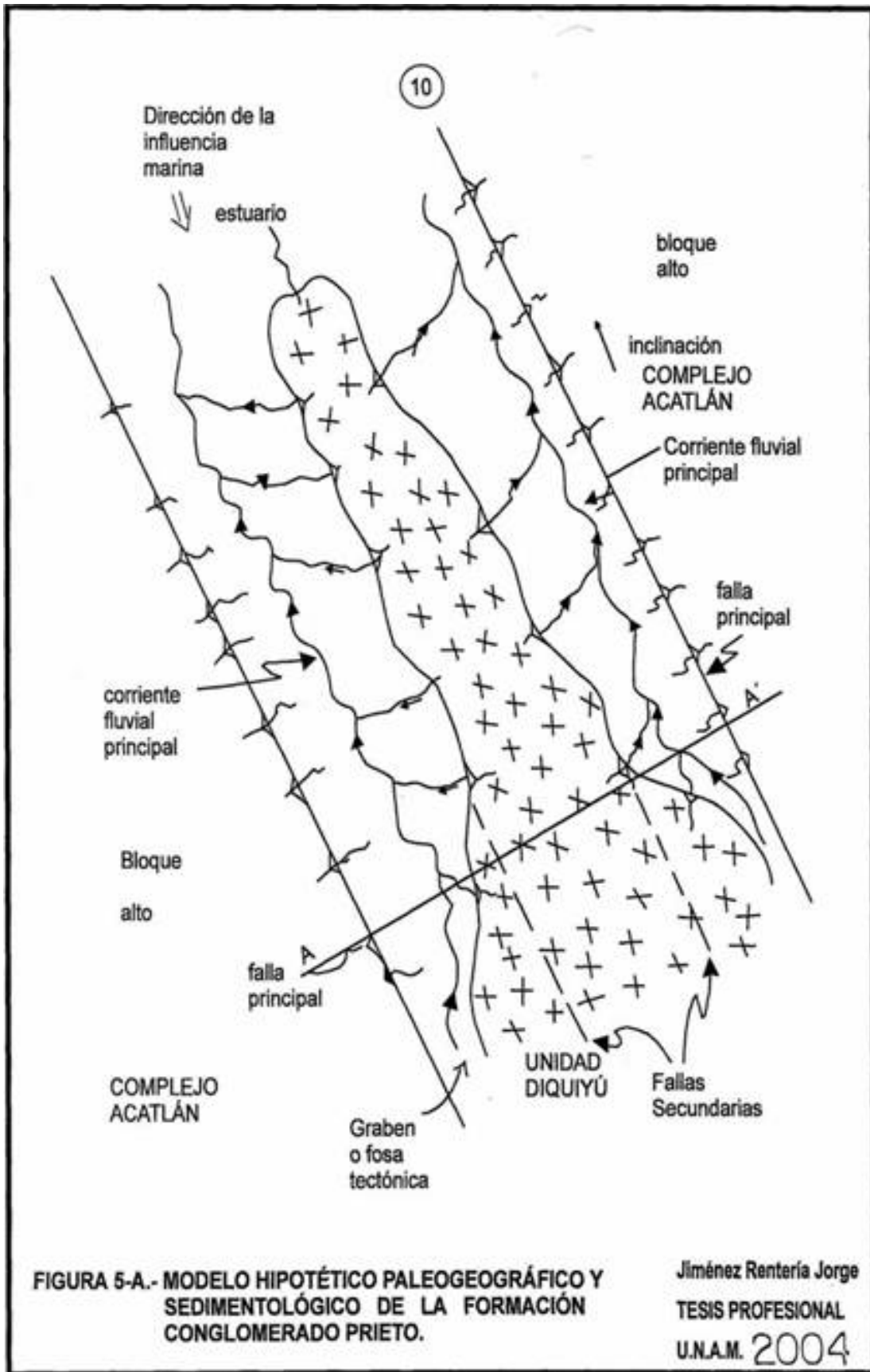


FIGURA 5-A.- MODELO HIPOTÉTICO PALEOGEOGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

Jiménez Rentería Jorge
 TESIS PROFESIONAL
 U.N.A.M. 2004

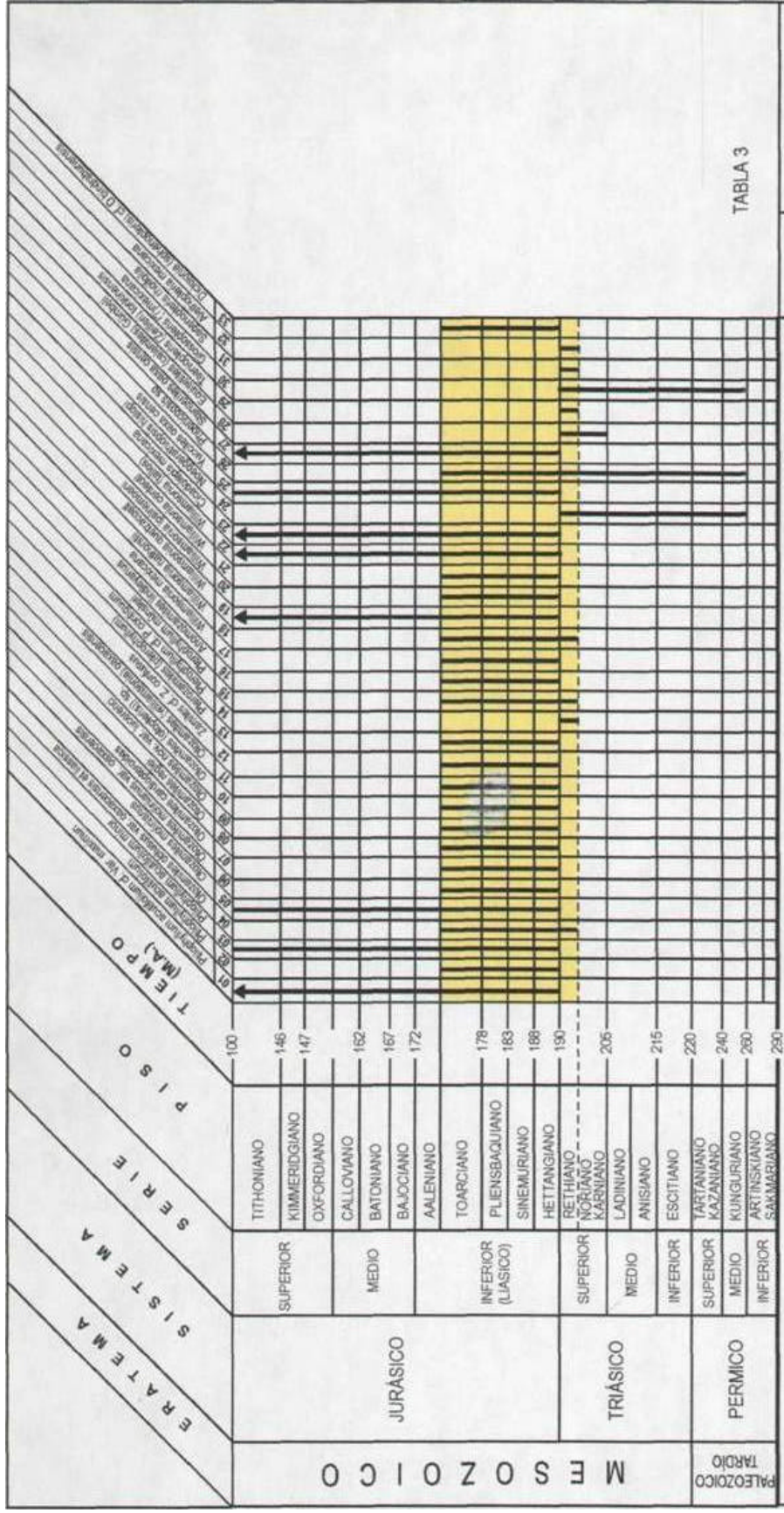


TABLA 3

Rangos de Taxas de Paleovegetales identificados por Wieland (1914-1916), muestreados en una secuencia litoestratigráfica, aflorante en la barranca de El Consuelo (9 Km; SW de San Juan Diquiyú). M.A. = Millones de años

DATOS GEOCRONOLÓGICOS TOMADOS DE:

- 1) J. Decourt y J. Paquet, 1978.
- 2) Longwell Flint, 1994.

Nota: La flecha indica que el rango geocronológico se prolonga más allá del Jurásico.

2004

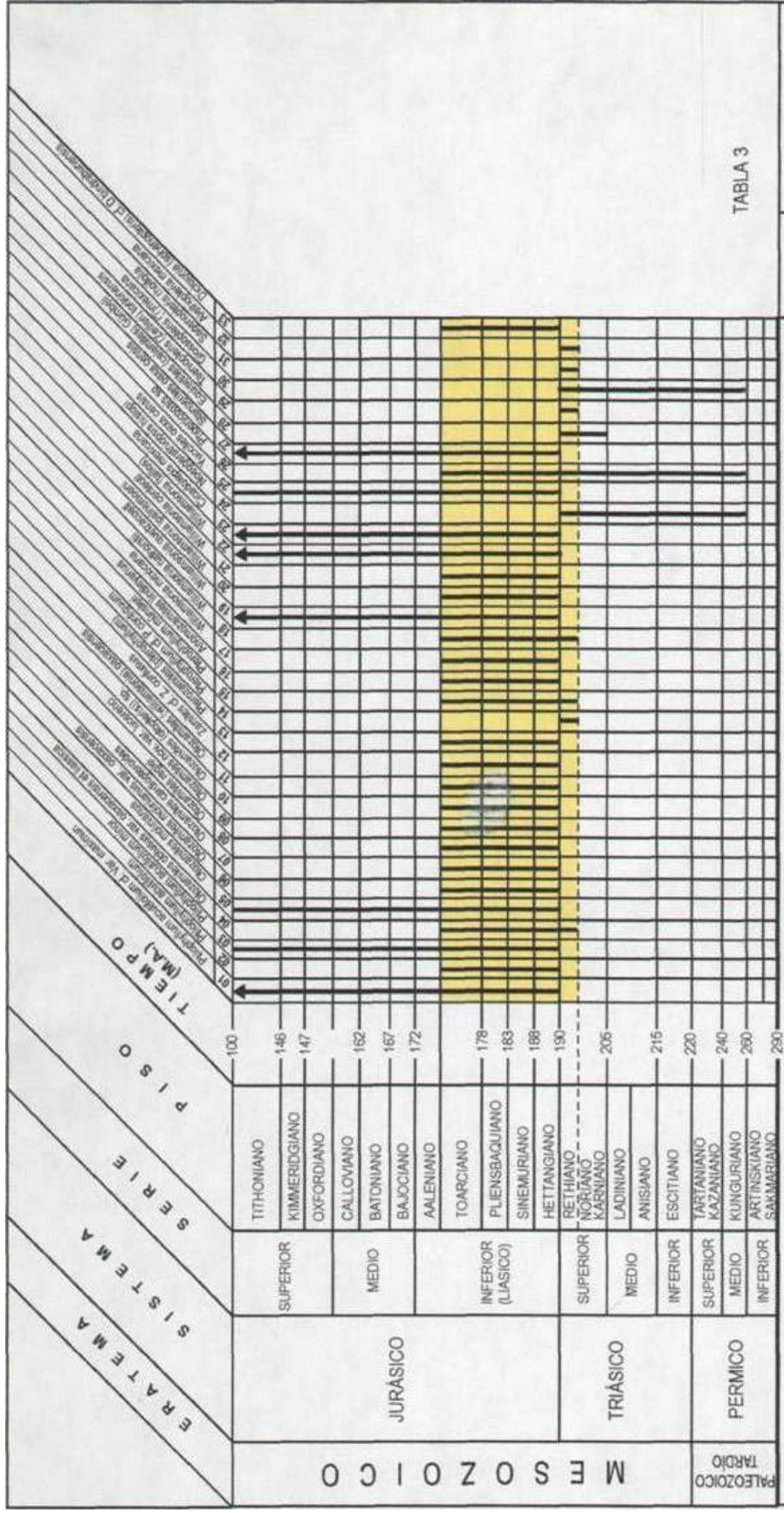


TABLA 3

Rangos de Taxas de Paleovegetales identificados por Wieland (1914-1916), muestreados en una secuencia litoestratigráfica, aflorante en la barranca de El Consuelo (9 Km; SW de San Juan Diquiyú). M.A. = Millones de años

DATOS GEOCRONOLÓGICOS TOMADOS DE:

- 1) J. Decourt y J. Paquet, 1978.
- 2) Longwell Flint, 1994.

Nota: La flecha indica que el rango geocronológico se prolonga más allá del Jurásico.

2004

U.N.A.M. | Facultad de Ingeniería

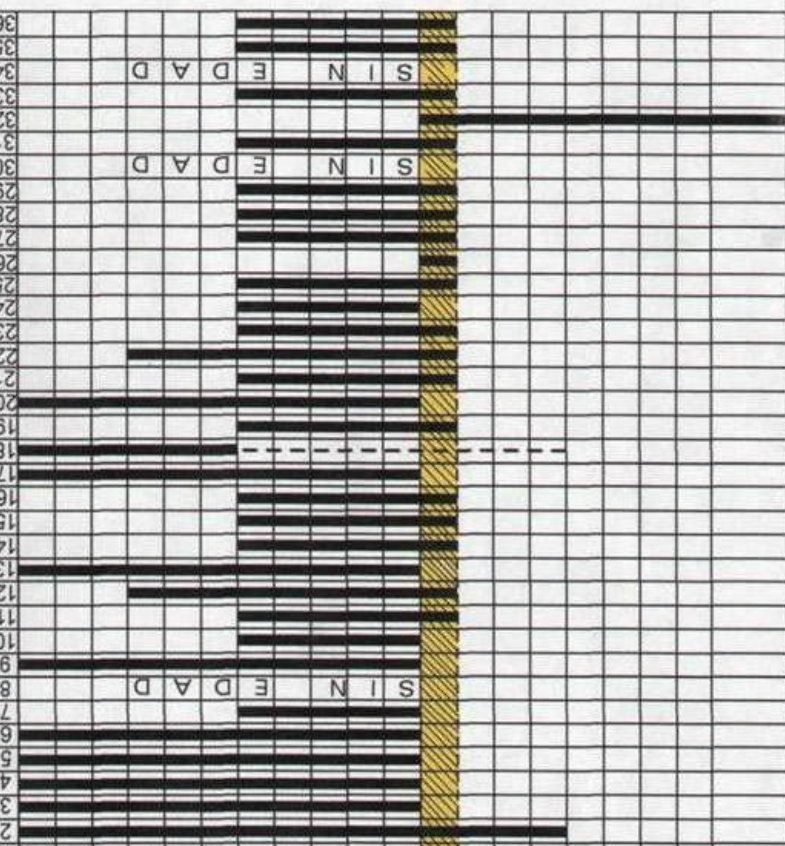
TESIS PROFESIONAL

Rangos Cronoestratigráficos de Paleovegetales

Jiménez Rentería Jorge

RANGOS GEORONOLÓGICOS CORRESPONDIENTES AL CONJUNTO DE TAXA ESTUDIADOS ORIGINALMENTE POR WIELAND (1914) Y ESTUDIADOS POR SILVA PINEDA (1984); PALEOVEGETALES PROVENIENTES DEL ÁREA DE EL CONSUELO A LO LARGO DE LA BARRANCA DEL MISMO NOMBRE, MIXTECA ALTA, NOROESTE DEL ESTADO DE OAXACA.

SISTEMA	SERIE	PISO	Duración X Piso (M.A.)
JURASICO	SUPERIOR	Tithonense	100
		Kimeriódense	146
		Oxtordense	147
	MEDIO	Calloviense	162
		Bathonense	187
		Bajocense	172
		Aalenense	178
	INFERIOR (Liasico)	Toarciense	183
		Plienbaquiense	188
		Sinemurense	190
TRIASICO	SUPERIOR	Rethiense	205
		Noriense	215
	MEDIO	Karniense	220
		Ladliense	240
		Anisiense	260
	INFERIOR	Escitiense	205
		Tartariense	215
	SUPERIOR	Kazanense	220
		Kungureense	240
	MEDIO	Kazanense	240
Kungureense		260	



2004

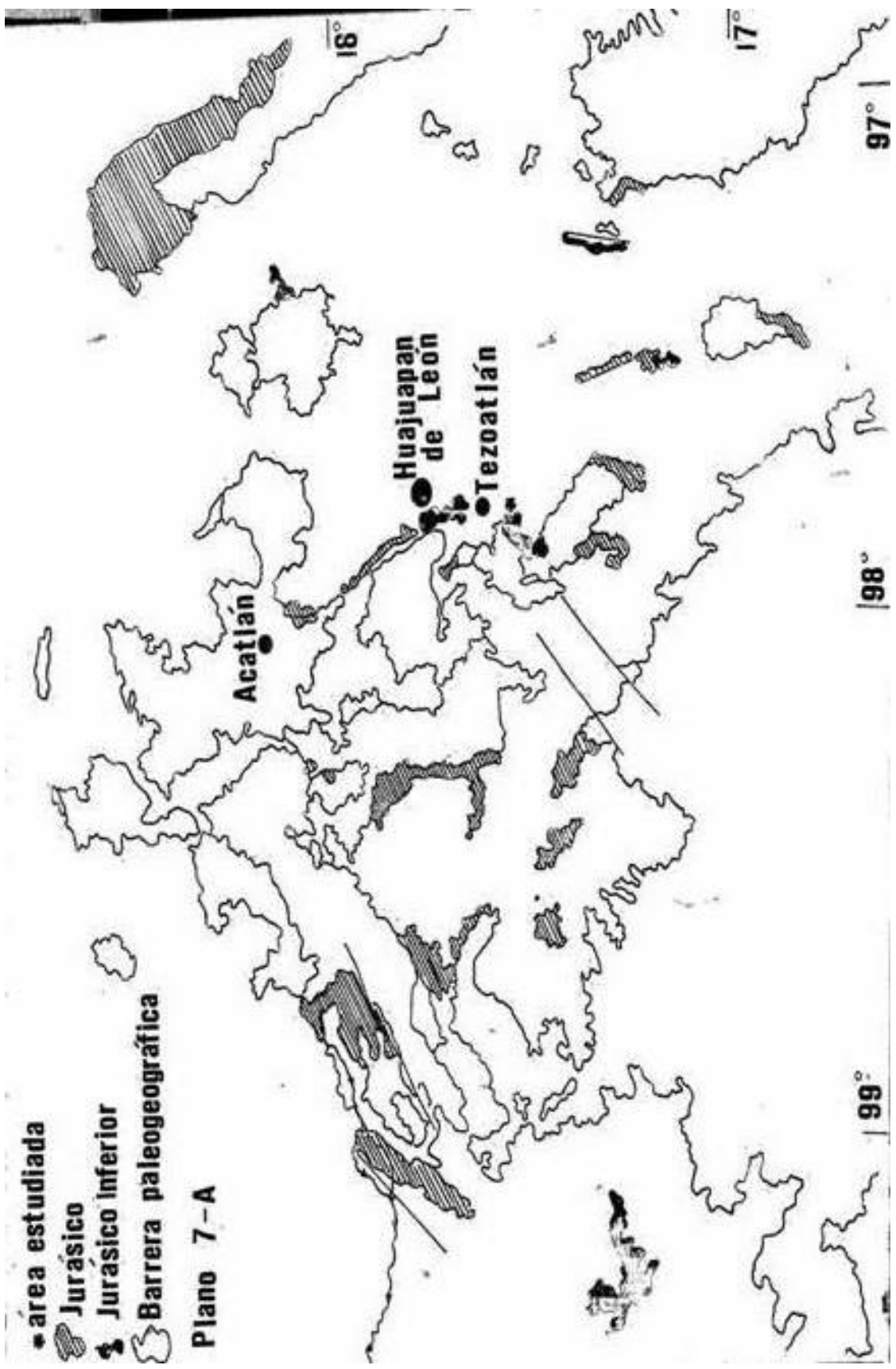
Tabla 8

U.N.A.M. Facultad de Ingeniería

TESIS PROFESIONAL

Rangos cronoestratigráficos de paleovegetales

Jiménez Rentería Jorge



Plano 7-A

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	PISO	ANTICLINORIO HUIZACHAL - PEREGRINA	ANTICLINORIO HUAYACOCOTLA	NORTE DE VERACRUZ	CUENCA DE TLAXIACO	
MESOZOICO	JURASICO	SUP.	OXFORDIANO	GRUPO ZULOAGA Fm. ZULOAGA M. VIEJAS	Fm. SANTIAGO	Rueda Gaxiola, 1975 SANTIAGO TEPEXIC HUEHUETEPEC CAHUASAS ROSARIO	Jiménez Rentería Jorge, 2002 Fm. YUCUÑUTI Fm. OTATERA Fm. SIMON Fm. TABERNA Fm. ZORRILLO	
			CALLOVIANO	LA JOYA	Fm. TEPEXIC	SERIE HUASTECA SAN ANDRES	Fm. CUARCITICA CUALAC	
		INFERIOR	BATHONIANO	ALGORUPO LOS SAN PEDROS ALOM. HUIZACHAL ALOM. RIO BLANCO	LA BOCA ALOM. V. - SEDIM. ALOM. HUIZACHAL	GRUPO HUAYACOCOTLA CAPAS CON PLANTAS TENANGO DESI TEMAYACALAPA LAS JUNTAS	Fm. HUIZACHAL	GPO. CONSUELO CONGLOMERADO PRIETO ROSARIO U. DUCUIYÚ
			BAJOCIANO					
			ALENIANO					
			TOARCIANO					
			PIENSABACHIANO					
			SINEMURIANO					
		HETTANGIANO						
		RHETIANO	TRIASICO SUP.					

TABLA 7

TOMADO DE: RUEDA GAXIOLA J. et al., 1993.
 Para la datación de las formaciones conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac, se utilizó el método palinoestratigráfico, tema de la presente tesis.

U.N.A.M. | Facultad de Ingeniería
TESIS PROFESIONAL
 CORRELACIÓN DE CUENCAS TRIÁSICO - JURÁSICAS NE, ESTE, CENTRO Y SE DE MÉXICO
 Jiménez Rentería Jorge

2004

DESCRIPCIÓN TAXONOMICA SISTEMATICA

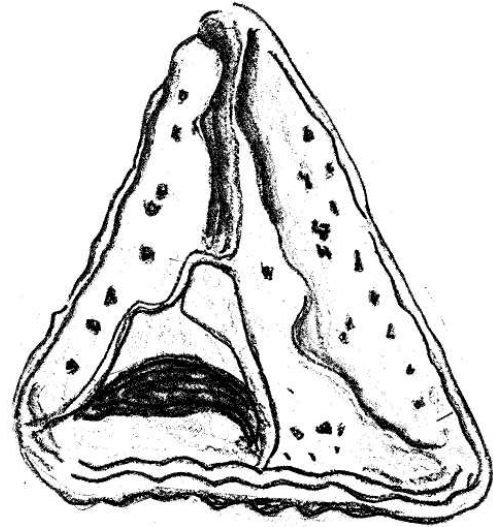
**FICHAS DESCRIPTIVAS Y
BOSQUEJOS**

**FORMACION CONGLOMERADO
PRIETO**

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.
MP-15 (1) T. K. No. 23'; 100x, bosquejo 9 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Sene: B-equinada.
Género: Equinonudutriletes.
Especie: Equinonudutriletes deltoides.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Anapiculatisporites Potonié y Kremp, 1954.
Especie: Anapiculatisporites gramilatus Kieser y Jain, 1974.

DIAGNOSIS: Espora trilete, triangular, 41-53 micras; marca trilete bien desarrollada, con rayos que se extienden hasta el margen ecuatorial. Exina proximalmente laevigata, distalmente esculturada con granos cónicos densamente distribuidos.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno ecuatorial triangular (isosélico), con los vértices agudos redondeados; lados interradales rectos. La marca trilete presenta lesuras ligeramente sinuosas, simples, las cuales llegan a los vértices (una mide 17.4 micras de longitud). La marca trilete se presenta parcialmente desgarrada y sólo se observan dos de ellas. La exina presenta un grosor de 0.87 micras; está ornamentada con equinas truncadas con distribución escasa. Su diámetro es de 39 micras.

DISCUSIÓN: Se diferencia con A. vuureni en que las lesuras de ésta no llegan a los vértices. Y con A. granulatus en que ésta es mayor en tamaño (41-53 micras), aunque en las demás características son coincidentes.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

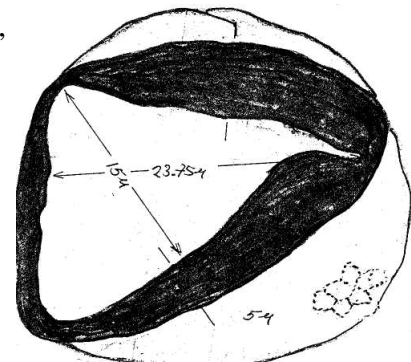
Pérmico-Triásico: Libia, Pozos Al-61 y K1-23, NO de Libia SW inmediato de Trípoli, Kieser y Jain, 1974.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T. K. No. 106; 100x, bosquejo 13; Lámina VIII: 40x, foto 1 100x, foto 2.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: A-psilada a punteada.
Género: Psilanudutriletes.
Especie: Psilanudutriletes sp.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Duplicisporites (Leschik, 1956a) Scheuring, 1980.

Especie: Duplicisporites sp.

DIAGNOSIS: Monasporites, nudutriletes. Exina lisa, granular, rugulada o escarbada de dos capas.

Presenta el desarrollo de pliegues subecuatoriales paralelos al ecuador prominentes sobre la cara distal, semejando un triángulo inscrito. En el polo proximal presenta una marca trilete, raramente visible. Perímetro triangular, subtriangular, circular o subcircular.

DESCRIPCIÓN: Monadosporites con contorno subsférico a subtriangular. Su diámetro ecuatorial es de 36.25 micras (ver bosquejo 13). No se observó la marca trilete. Presenta tres pliegues lineales formando una estructura triangular subecuatorial. Su exina se presenta pilada a granulada. Su coloración es café rojiza a café obscura.

DISCUSIÓN: Camerosporites se diferencia de este género por presentar un engrosamiento ecuatorial o cubecuatorial, ornamentado con verrugas.

En el Catálogo de Palinomorfos de las Cuencas Petroleras de México (Jurásico Temprano y Medio), CAO-5512: Jaime Rueda Gaxiola, Mónica L. Ayala Nieto y Judith Rosales Lomelí, 1990 presentan un palinomorfo afín, cuya descripción es la siguiente: "Monadosporites, heteropolar, radial. Diámetro ecuatorial de ca. 32.8 micras. Exina lisa a finamente punteada de 1.6 micras de grosor. Presenta pliegues subecuatoriales en la cara distal. Debido a la presencia de un adelgazamiento circular (tenuitas) en ésta área, y debido a la compresión, la espora se envagina, dando así origen a estos pliegues. No se observó la marca trilete. Perímetro subtriangular.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Parte basal de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Jurásico Temprano-Medio: NE de la República Mexicana, Pozo (Toarciense-Bathonense) Piedra de Cal-1, Formación Rosario.

Triásico Tardío: Suiza. Triásico Tardío: SE de España.

Todo lo anterior in Catálogo de Paliuornorfos de las Cuencas Petroleras de México (Jurásico Temprano y Medio), CAO-5512: Jaime Rueda Gaxioiu, Mónica L. Ayala Nieto y Judith Rosales Lomelí).

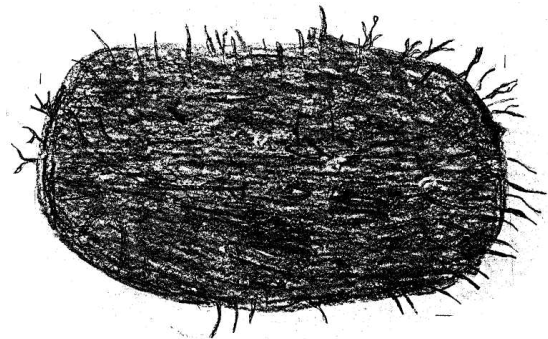
FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T. K. No. 16; 40x, bosquejo 4 (sin foto).

GRUPO: Protistas.

AFINIDAD: cf. Prolixosphaeridium anasillum Erkman y Sarjeant, 1980 (In A. James Powell, 1992)

DIAGNOSIS: Acritarca (?), con contorno subrectangular. Ornamentación a manera de proyecciones ramosas.



DESCRIPCIÓN: Palinomorfo que, quizás, corresponda a esta especie de acritarca. Su contorno es de forma subrectangular con extremos amplios y redondeados; no presenta abertura germinal. La ornamentación está constituida por proyecciones delgadas, ramificadas, algunas en sus extremos; su distribución, aunque de baja densidad, se presenta en toda su superficie. Sus dimensiones son: 64 micras por 40 micras. Su color es negro.

DISCUSIÓN: Por su contorno y su ornamentación, se infiere que se trata de un acritarca; por su color negro, que es un espécimen re-depositado.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Parte basal de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO: El género afín, presenta un rango. Calloviano-P. pr't'ndiano (in A. James Powell 1992).

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

MP-15 (1) T. K., No 105; Lámina VII: 100x, foto 8 (sin bosquejo) 40x, foto 9

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Pollenites
Subgrupo: Monadopollenites
Superdivisión: Praecolpates
División: Praedicolpates
Serie: B-escabrada
Género: Scabrapraedicolpites
Especie: Scabrapraedicolpites troedssonii?

NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: Eucommiidites (Erdtmann, 1948) Hughes, 1961
Especie: Eucommiidites troedsonii (Erdtmann) Potonié. 1958

DIAGNOSIS: Monadopollenites, praedicolpates. En una de sus caras presenta una abertura alargada simple, paralela al eje mayor del espécimen. Sobre la cara opuesta se presentan dos pequeños colpos curvos que, en algunos individuos, se unen formando una circunferencia. Exina lisa a escabrada. Perímetro elíptico.

DESCRIPCIÓN. Grano de polen praedicolpates, subvoidal, vista subecuatorial. En una de sus caras presenta una abertura alargada paralela al eje mayor del grano; en la otra cara dos aberturas alargadas también en la misma dirección que la anterior, sólo que éstas presentan pliegues en sus márgenes. La ornamentación es escabrada escaza. Sus dimensiones son: eje mayor 74 micras, eje menor 67 micras.

DISCUSIÓN: "Eucommiidites Erdtmann se compara con Cycadopites por poseer un colpo largo, pero éste, además, posee dos aberturas colpoidales, lo cual, induce a algunos autores a considerarlo como un género tricolpado de las angiospermas. Esporas muy semejante a Eucommiidites del Jurásico y Cretácico, se han descrito en el Triásico de Rusia como Paleoconiferus assacatus (Chalichev y Variukhina, 1966). Si el primer registro de esta especie, por estos autores se acepta como representante de Eucommiidites, entonces la primera ocurrencia del género es llevado al Triásico Medio" (W. G. Chaloner, 1969) in ASPECTS OF PALYNOLOGY).

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA.: Parte basal de la Formación Conglomerado Prieto

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS: _Triásico Medio-Cretácico: W. G. Chaloner, 1969.
Toarciense-Aalenense: Suecia, Pozo Vilhelmsfalts No 1, Scania, Dorothy Guy-Ohlson, 1986.
Jurásico Temprano: México, Pozo Iztasoquico-1, Formación Huayacocotla (Sinemu riense-Pliensbaquiense); NE de la República Mexicana (Catálogo de Palinomorfos de las Cuencas Petroleras de México (Jurásico Temprano y Medio): Jaime Rueda Gaxio, la, Mónica L, Ayala Nieto y Judith Rosales Lomelí. Proyecto CAO- 5512.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T. K. No. 23; Lámina VII; 63x, foto 5. (Sin bosquejo). 100x, fotos 6 y 7.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Aequatorotriletes.
Subdivisión: Tricrassitriletes.
Serie: A-psilada.
Género: psilatricrassitriletes.
Especie: psilainterocrassitriletes.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Gleicheniidites (Ross, 1949) Delcourt y Sprumont.
Especie: leicheniidites umbonatus (Rolkhovitina) Shulz in Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

DIAGNOSIS: Zonotriletes. Contorno triangular. Pliegues interradales distales. Engrosamientos interradales proximales. Psilido.

DESCRIPCIÓN: Zonotriletes. Contorno triangular con vértices agudos redondeados; lados interradales cóncavos. La marca trilete está constituida por lesuras simples, estrechas, las cuales llegan al límite ecuatorial. Presenta tres pliegues arqueados, interradales (kyrtoma) que se adelgazan y desaparecen hacia los ápices. Además; presenta otro engrosamiento interradales (crassitides). La exina, psilada, tiene 1.96 micras de espesor. El diámetro mide 42 micras.

DISCUSIÓN: En el Catálogo de Palinomorfos de las Cuencas Petroleras de México (Jurásico Temprano y Medio), CAO-5:12: Jaime Rueda Gaxiola, Mónica L. Ayala Nieto y Judith Rosales Lomelí, se da, para esta especie la siguiente descripción: "Trilete, lesura simple, alcanzando al ecuador; contorno ecuatorial triangular; ángulos angulares arqueados; lados usualmente rectos a cóncavos; cara proximal lisa; cara distal convexa: aplanado próximo-distal, paralelo al margen externo de la espora; exina lisa de 1 micra a menos de la micra de espesor".

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel basal de la Formación: Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Triásico Tardío-Reciente (Tralau, 1968: pp. 59-40).
Aalenense: Inglaterra (Riding, DS3), in Dorothy Guy-Ohlson, 1986.
Pérmica: Turquía, de Sariz (Kayseri) y de Pamucak Yaylasi (Antalya-Turquie). In Erol AKYOL: POLLEN ET SPORES, Vol. XVII, No. 1.
Toarciense-Aalenense, Suecia, Pozo Vilhelmsfalts No. 1, Scania Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

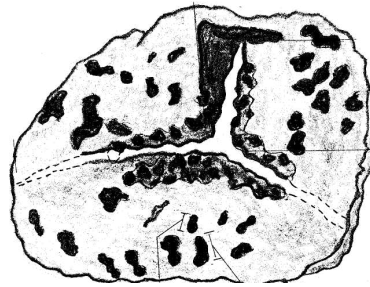
FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (2) T. U. No. 23'; 100x, bosquejo 17; Lámina VII: 40x, foto 11

MP-15 (2) T.U. No. 31 bosquejo 17, 100x, foto12

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Spontes.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: B-verrugada.
Género: Verrunudutriletes.
Especie: castaneaformis.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Verrucosisporites (Ibrahim, 1933) R. Potóme y Kremp, 1954.

Especie: Verrucosisporites castaneaformis (Dyb. y Jach, 1957) Agtali, 1964.

DIAGNOSIS: Subesférica, verrugada densa en la cara distal y escasa en la proximal.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contomo subelíptico, la marca trilete muestra lesuras ligeramente abiertas, llegando, aproximadamente a un poco más de la mitad del radio ecuatorial. Dos lesuras miden 10 y 18.7 micras de longitud.

La ornamentación es verrugada, estando diseminada en la cara proximal; aquí, algunas verrugas se aglomeran formando un verdadero engrasamiento. La medida del contorno ecuatorial son 27.5 x 35 micras. El espesor de la exina es 1.46 micras.

En el bosquejo 17, dos estructuras anastomosadas en su base miden 2.5 y 1.25 micras.

DISCUSIÓN: Erol AKYOL (1965), la reporta como subesférica, con grandes verrugas y densamente distribuidas en la cara, distal y escasas en la proximal.

Robin Helby (1973) a una espora subelíptica con una ornamentación de mega-espinas romas, cubriendo densamente a la exina la refiere a Cerrucosisporites carnarvonensis de Jersey y Hamilton, 1967.

Lo anterior significa, entonces, que el género Verrucosisporites tiene una variedad muy amplia con respecto a las características morfológicas que puedan mostrar las esporas verrugadas.

Así, de esta manera, el espécimen del presente trabajo se puede referir a la especie presentada por Erol AKYOL (1965), Verrucosisporites castaneaForraís, encontrada en Turquía.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel basal en la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pérmico Temprano: Turquía, Saryz (Kayseri) y Pamucak Yaylasi (Antalya-Turquía). Erol AKYOL, 1965.

Pérmico Tardío-Triásico Medio: SE de Australia, New South Wales, Cuenca Sydney. In Robin Helby, 1973.

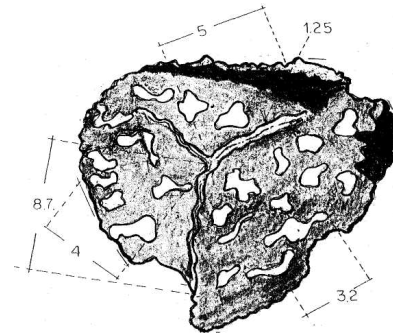
FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (2) T. U. No. 35; 100x, bosquejo 18 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.

Subgrupo: Monadosporites.
 Superdivisión: Triletes.
 División: Nudutriletes.
 Serie: E-foveolada.
 Género: Foveonudutriletes.
 Especie: proxiescarsi.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Kuklisporites Couper, 1958.
 Especie: Kuklisporites foveolatus Pocock, 1964.

DIAGNOSIS: Espora trilete, forma triangular redondeada, 50-65 micras. Lesuras estrechas, casi rectas; su longitud casi alcanza el borde ecuatorial. Superficie distal, densamente foveolada y la proximal escasa; muri con 5 micras de altura. Foveolas, usualmente redondeadas, localmente ovaladas de 5 a 12 micras de diámetro.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular, con vértices amplios y redondeados; lados interradales convexos. La marca trilete presenta lesuras delgadas (1,25 micras de anchura) casi rectas, ligeramente sinuosas; ocupan casi 2/3 del radio ecuatorial. Sus longitudes son: 6.96, 8.7 y 6.25 micras.

La exina presenta ornamentación foveolada: las foveolas están, prácticamente aisladas unas de otras; su forma es además de irregular, de formas anastomosadas y variables en su forma y tamaño (1.6 a 5 micras). Los muri son muy amplios, de 0.47 a 2.0 micras y con su superficie psiada. El diámetro del contorno triangular del espécimen es de 36.6 micras. Su coloración es café rojiza en los muri y café clara en las foveolas;

DISCUSIÓN: El espécimen en estudio, se presenta en el plano proximal y muestra tanto a la marca trilete como a la escasa ornamentación foveolada; posiblemente, las oquedades que se observan en la periferia, representan la profundidad de algunas foveolas (6-7 micras de profundidad).

De esta manera, vemos que, nuestro espécimen presenta algunas semejanzas con esta especie: forma, tipo de lesuras, tamaño de algunas foveolas, escasez de ellas en el plano proximal, etc., con excepción del tamaño que es menor que el de la especie referida.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

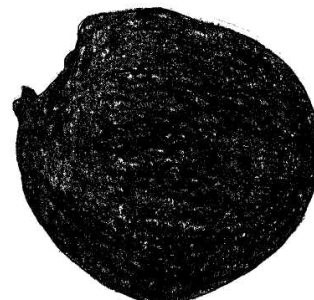
Bajociense: Inglaterra, Este de Yorkshire, N. F. Hughes, 1969.
 Jurásico Tardío: India, Gondwana Tardío, Etapa Sriperumbudur, pozo en Kattavakam, cerca de Conjeevaram, Tamil Nadu. Ramanujan y Kalavati, 1974.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T.K. No. 3; 40x, bosquejo 1 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporonites.
 Subgrupo: Unicellasporonites.
 Superdivisión: Unicellosates.
 División: Unicellamonosates.
 Serie: A-psilado.



Género: psilounicellamonosates (al. Psilamonoporisporonites Van der Hammen, 1954, Rueda Gaxiola, 1967).

NOMENCLATURA BOTÁNICA. INCERTAE SEDTS-K

Desconocida: fungóspora (?)

DIAGNOSIS: Sporonites, psilamonoporisporiles con contorno ovoidal. Muestra un gran poro en un extremo, su superficie es psilada.

DESCRIPCIÓN: Sporonites monoporado. Con contorno ovoidal; presenta una gran abertura en su extremo más angosto; su superficie es psilada. Las medidas del espécimen bosquejado son 54 micras x 63 micras. Color negro.

En otros dos especímenes observados se midieron sus tamaños: 20 micras y 24 micras.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Se le observó tanto en la Formación Conglomerado Prieto como en la Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS: Desconocido. Con base en el color negro que presenta, se le considera como un palinomorfo redepositado.

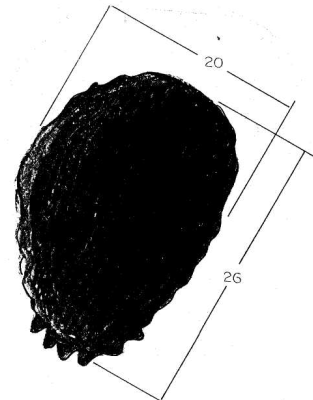
FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T. K. No. 16; 40x, bosquejo 8 (sin foto).

INCERTAE SEDIS - J.

Palinomorfo re-trabajado.

DESCRIPCIÓN: Palinomorfo con forma elipsoidal, con un extremo más amplio que el otro: inaperturado. Como ornamentación, presenta mega-conos truncados en el extremo más angosto; en el resto del contorno sólo se observan ondulaciones suaves y, algunas más agudas; en el resto de su superficie no se observa ornamentación alguna. Sus dimensiones son: 26 micras x 20 micras.



POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Base de la parte inferior de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO: Desconocido. Se infiere que es un palinomorfo re-trabajado con base en el color negro que presenta.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 52; 100x, bosquejo 30; Lámina X, foto 4.

MP-15 (1) T.K. No. 106A; 100x, Lámina VIII, foto 5 (sin bosquejo)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.

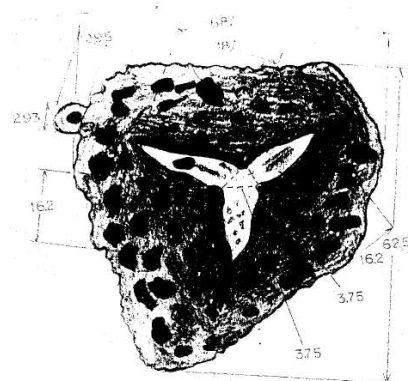
Subgrupo: Monadosporites.

Superdivisión: Triletes.

División: Nudutriletes.

Serie: B-macroverrugada.

Género: Macroverrunudutriletes.



Especie: Macroverrunudutriletes trifoliada n. sp.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Converrucosisporites (Ibrahim, 1932) Potonié y Kremp, 1954.

Especie: Converrucosisporites trifoliada n. sp.

DIAGNOSIS: (para el género). "Monadosporites, heteropolar, radial. El perfil ecuatorial es triangular con lados convexos y vértices redondeados, de 20.8 micras de radio. Trilete; lesuras de 1/2 del radio ecuatorial, amplias y planas. La exina es de menos de 0.8 micras de espesor, la cual contiene dos capas; exosporio y endosporio. La ornamentación es verrugada" (Rueda Gaxiola et al., 1990).

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular, con vértices amplios y redondeados; lados interranciales cóncavos. Marca trilete conspicua, simétrica; presenta lesuras con forma foliada, amplias que terminan en punta aguda; en la parte central de ésta, la anchura de las lesuras es de 3.75 micras; las longitudes de ellas son: 16.2 y 18.7 micras, entonces ocupan, aproximadamente la mitad del radio ecuatorial. La exina presenta una coloración café rojiza oscura, lo cual dificulta la observación de su ornamentación superficial; verrugas y macrogemas; están distribuidas más o menos en forma regular en densidad. Su diámetro ecuatorial mide 62.2 micras. El otro espécimen fotografiado presenta casi las mismas características, sobre todo en la forma de la marca trilete, sólo que aquí no se observan las gemas, pero las verrugas sobresalen sobre el contorno ecuatorial. Su diámetro ecuatorial es μ c, aproximadamente 56 micras.

DISCUSIÓN: Según la "Nueva Clasificación Morfológica Sistemática" (Rueda Gaxiola J., 1974): "El género define en esta categoría al grupo de individuos, con un tipo de ornamentación característica y compuestos de caracteres supragenéricos bien determinados" y "la especie se caracteriza por la presencia de caracteres morfológicos capaces de diferenciar a un grupo de individuos de otros".

De esta manera tenemos, para el presente espécimen que: en la última jerarquía superior de esta clasificación, éste estará encasillado en la de DIVISIÓN Nudutriletes y en la inferior (Serie) como verrugada; por lo tanto, con base en los principios que rigen a esta nueva clasificación, el género será Verrunudutriletes. Ahora bien, el carácter morfológico, que es éste caso, diferencia a la espora trilete verrugada de otras triletes, es el tipo conspicuo de abertura: marca trilete simétrica con lesuras cortas y con forma foliada (de hoja); este es su rasgo morfológico más diferenciable; por lo tanto, para este espécimen estudiado, se le confiere la nominación para su especie como: Verrunudotriletes trifoliada n. sp.

Y con respecto a la Nomenclatura Botánica, el espécimen estará en el género Converrucosisporites y su especie será trifoliada.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Niveles basal y central de 1. Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS: (a nivel genérico).

Pérmico Temprano: Cuenca Karroo, Sur de África. George F. Hart, 1963. Triásico Tardío - Jurásico

Temprano Tardío (Pliensbaquiense):

Supergrupo Newark, Este de E.U. Comet y Ohlsen, 1985.

Formación Conglomerado Prieto

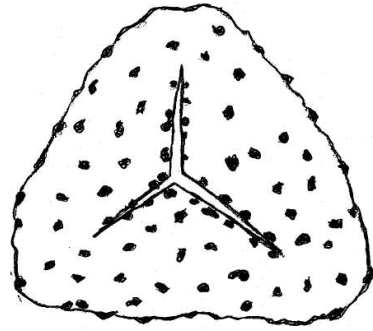
MP-15 (2) T. U. No. 31 (sin foto)

MP-16 (2) T. U. No. 19 (bosquejo 16')

MP-16 B (1) T. U. No. 7 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites
Subgrupo: Monadosporites
Superdivisión: Triletes
División: Nudutriletes
Serie: B-verrugada
Género: Verrunudutriletes
Especie: minor-escarsi



NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: *Converrucosisporites* (Ibrahim 1932) Potonié y Kremp 1954

DIAGNOSIS: Monadosporites, nudutrilete. Las lesuras alcanzan las tres cuartas partes del radio apical; ornamentación verrugada. Con torno triangular.

DESCRIPCIÓN: Nudutrilete. Su contorno es triangular con los vértices anchos redondos a semiagudos, y lados interraciales convexos. La marca trilete presenta lesuras delgadas, simples, que alcanzan las tres cuartas partes del radio apical. La ornamentación superficial es verrugada, siendo sus elementos de mediano tamaño, tendiendo a lo granuloso, su distribución es regular, pero escasa. En los márgenes de las lesuras, las verrugas tienden a agruparse con más densidad. El diámetro de su contorno varía de 32 a 40 micras.

DISCUSIÓN: Este taxón, a nivel genérico se puede generalizar por sus características morfológicas, correspondientes a los niveles superiores a especie como *Converrucosisporites*, término nomenclatural que nos expresa: espora con contorno ecuatorial triangular y ornamentación de tipo verrugado. Sin embargo, el carácter de esta última nos va a definir la especie, ya que, por lo observado, es la característica con que se puede diferenciar a los géneros. Por otro lado, con la Clasificación Morfológica (Rueda Gaxiola 1973) se le asignó al presente taxón, para el nivel de especie el nombre *minor-escarsi*, para referir al pequeño tamaño de las verrugas y lo escaso de su distribución, no teniendo con la Clasificación Botánica una afinidad conocida; por tal razón sólo se le considera aquí a nivel genérico.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Confinado a la Formación Conglomerado Prieto

RANGOS GEOCRONOLOGICOS: (a nivel genérico)

Pérmico Temprano: Cuenca Karroo, sur de África, George F. Hart 1063.

Triásico Tardío- Jurásico Temprano (Pliensbaquiense): Supergrupo Newark. Este de E.U., Cornet y

Ohlson 1985.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

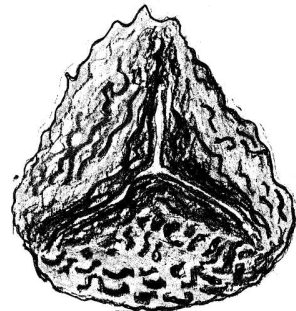
MP-16B m T. K. No. 77: Lámina X. 63x. foto 6.

100x, fotos 7 y 8.

MP-15 (2) T.K. No. 39; 40x, bosquejo 16 (sin foto). MP-16 (2) T. K.No. 33; 100x, Lámina IX, foto 4.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.



Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: B-verrugada.
Género: verrunudutriletes.
Especie: veriu-anastomoporites.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Converrucosisporites (Ibrahim, 1932) Putonié y Kremp, 1954.
Especie: Converrucosisporites ovambolandensis Stapleton, 1964 (in Stapleton, 1964).

DIAGNOSIS: Monadosporites, nudutriletes. Las lesuras alcanzan 3/4 partes del radio apical. Ornamentación verrugada - anastomosada. Contorno triangular.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Su contorno es subtriangular, con vértices subagudos redondeados; lados interradales ligeramente cóncavos. Las lesuras llegan a 3/4 partes del radio apical. Se muestran márgenes o plegamientos distóles. La ornamentación es verrugada, densa en las partes marginales, donde son mayores; las más pequeñas se encuentran hacia las partes centrales del área proximal, acumulándose en los márgenes de las lesuras. Su diámetro es de 32.6 micras. El espécimen del bosquejo 16 presenta las siguientes características: Contorno triangular, con vértices amplios y redondeados; lados intenaiales rectos y convexos. Las lesuras son casi rectas y se prolongan a 3/4 partes del radio apical, sus longitudes son las siguientes: 11.35 micras, 20 micras y 8.7 micras. La ornamentación es verrugada-anastomosada, medianamente densa; la base de algunas verrugas mide 1.74 micras con altura de 0.87 micras; en la mayoría de los casos, las verrugas se juntan para formar estructuras anastomosadas; su densidad aumenta notablemente en los márgenes de las lesuras, produciendo verdaderos engrasamientos. Su diámetro es de 52 micras.

DISCUSIÓN: Stapleton, 1964, le da el nombre de Converrucosisporites ovambolandensis a una espóra con las siguientes características: Forma triangular, ápices redondeados, lados interradales convexos a ligeramente cóncavos; lesuras rectas, extendiéndose casi hasta los ápices; pueden estar oscurecidas por la ornamentación; superficie estrechamente cubierta con verrugas con 2 - 4 micras de diámetro basal y cerca de 1 micra de altura. Las dimensiones medidas en 5 especímenes son: 48 (49) 50 micras.

Rueda Gaxiola et al 1990, describen este taxón de la siguiente manera: Monadosporites, heteropolar, radial. El perfil ecuatorial es triangular con lados convexos y vértices redondeados, de 20.8 micras de radio. Trilete, lesuras 1/2 del radio, amplias y planas. La exina es de menos de 0.8 micras de espesor, la cual contiene dos capas: exosporio y endosporio. La ornamentación es verrugada.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pérmica Temprana: Suroeste de África, Formación Lutita Dwyka Superior; R.P. Stapleton, 1964.

Pérmica Temprana: Turquía (Kayseri) y Pamucak Yaylasi (Antalya-Turquía): Erol AK.YOL, POLLEN ET SPORES, Vol. XVII, No. 1.

Jurásico Temprano y Medio: Cuencas Petroleras de México. Rueda Gaxiola, et al, 19

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (1) T. K. No. 6: IOOx, Lámina VIL foto (sin bosquejo)

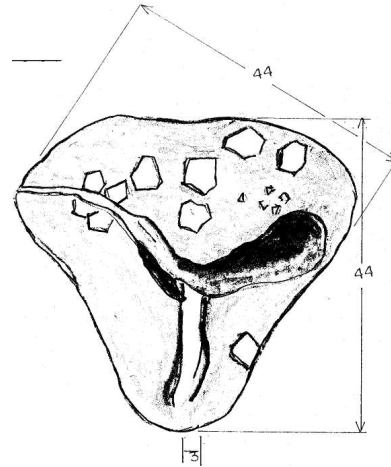
MP-16 (2) T. U. No. 20; 63x, bosquejo 26 (sin foto).

MP-18 (2) T. K. No. 33; 63x, bosquejo 61 (sin foto).

MP-18 (1) T. K. No. 67; 63x, bosquejo 60 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: A-psilada.
Género: Psilanudutriletes.
Especie: Maj orpsi lanudutriletes.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Cyathidites Couper.
Especie: Cyathidites australis Couper.

DIAGNOSIS: Nudutriletes. Contorno triangular, psilada.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular, con vértices amplios y redondeados; lados interradales rectos a ligeramente cóncavos. Las lesuras son rectas, estrechas (1.46 micras de ancho) y alcanzan las 3/4 partes del radio ecuatorial. La exina es psilada. Su diámetro es de 58.7 micras.

El diámetro de los especímenes bosquejados son los siguientes: 72 micras, 59 micras y 66.6 micras respectivamente.

DISCUSIÓN: Ramanujan y Kalavati refieren a Cyathidites australis a una "Espora trilete, con forma triangular, ápices redondeados, lisa y lados interradales cóncavos. Tamaños de 55 a 65 micras; marca trilete distintiva con rayos simples, extendiéndose 3/4 partes del radio de la espóra. Exilia de 1-2.5 micras de espesor, lisa". Para la especie Cyathidites minor, da tamaños de 35 - 45 micras.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Rhetiense-Cretácico: In Dorothy Guy- Ohlson, 1986.

Toarciense-Aalenense: Suecia, Pozo Viihemsfálts No. 1, Scania. Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

Jurásico Tardío: India, Pozo At Kattavakam, cerca de Conjeevaram, Tamil Nadu. Ramanujan y Kalavati.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

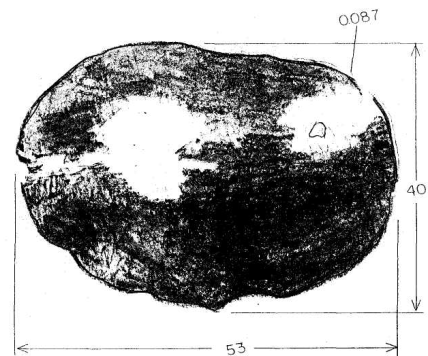
MP-18 (1) T. K. No. 39; 100x. Lámina XIV, foto 4 (sin bosquejo).

MP-15 (1) T.K. No. 103; 40x, bosquejo 12 (sin foto). Fm. Congl. Prieto.

INCERTAE SEDIS -1

Afinidad indeterminada.

DESCRIPCIÓN: Contorno elipsoidal, aparentemente inaperturado. Su capa externa se presenta granulada muy escasa. Su longitud mayor mide 57 micras y su amplitud 41 micras.



POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Niveles básales de las dos formaciones.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS: Por ahora sólo se sabe que se encuentra en los niveles estratigráficos base de las formaciones estudiadas Conglomerado Prieto y, Cuarcítica Cualac; el rango resultante que se obtenga, ése será su primer rango geocronológico.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

MP-15 (1) T. K., No. 106 A; 100x, Lámina VIII, fotos 3 y 4 (sin bosquejo)

MP-20 (2) T. K., No. 35; 100x, bosquejo 71 (sin foto)

MP-20 (2) T. U., No. 3; 100x, bosquejo 74, Lámina XIII, foto 3, Formación Cuarcítica Cualac

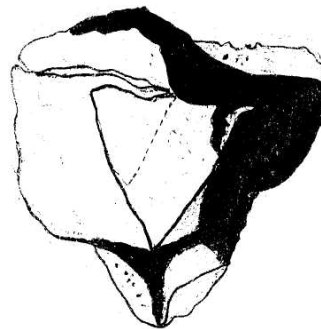
MP-20 (2) T. U., No. 5; 100x, bosquejo 75, (sin foto); Formación Cuarcítica Cualac

MP-21 A (1) T. U., No.12; 100x, bosquejo 81, Lámina XIII, foto 8; formación Cuarcítica Cualac

MP-22 (1) T. K., No. 224; 100x, bosquejo 86 (sin foto Formación Cuarcítica Cualac

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Pollenites
Subgrupo: Monadopollenites
Superdivisión: Rimulates
Serie: G-granulado
Género: Granurimumonadopollentes
Especie: triangulati n. Sp.



NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: Duplicisporites (Leschik, 1956 a) Scheuring, 1980

Especie: Duplicisporites granulatus (Leschik. 1956 a), Scheuring, 1980.

DIAGNOSIS: Monadopollenites, heteropolar, radial. Diámetro ecuatorial ca. 48 micras. Exina escabrada de 1.6 micras de grosor. Presenta el desarrollo de pliegues subecuatoriales, prominentes sobre la cara distal, o en un área cercana a ésta; esto es debido a que existe un adelgazamiento circular en la exina (tenuitas) y, como consecuencia de la compresión, este adelgazamiento se envagina, dando origen a tres pliegues rectos que asemejan un triángulo inscrito. No se observó la marca trilete. Perímetro ecuatorial triangular.

DESCRIPCIÓN: (Se hace la descripción del espécimen encontrado en la muestra MP-21 A (1) T. U., No. 12, Lámina XIII, foto 8, bosquejo 81, debido a que éste, es el mejor representado). Monadopollenites, rimulates. Contorno triangular con vértices agudos redondeados; dos lados interradiales casi rectos y uno convexo. Presenta una abertura triangular con pliegues marginales prominentes en casi toda la periferia; los lados de la abertura triangular son paralelos a los del contorno triangular. No se observó la marca trilete. La exina de 2 micras de espesor es psilada y escazamente escabrada. Su diámetro ecuatorial es de 58 micras.

El de los otros especímenes son: 62, 56.6, 50 y 56.7 micras (de este último sólo es su longitud mayor, ya que está deformado, MP-15). Entonces, los diámetros de este taxón, varía de la siguiente manera: 50 (56.7) 58, y de las abertura triangulares (en 4 de ellos ya el de la MP-15 está deformado): 21.6 (32) 52.2 micras.

DISCUSIÓN: La forma triangular, la abertura triangular con sus pliegues (tenuitas) marginales, así como la ornamentación psilada y escabrada y su casi coincidencia en el tamaño, lleva al presente autor a relacionar el espécimen estudiado con Duplicisporites granulatus (Leschik, 1956 a) Scheuring, 1980.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto y niveles en la parte central de la formación Cuarcítica Cualac

RANGOS GEOCRONOLOGICOS: Jurásico Temprano-Medio (Toarciense-Bathonense): NE de México, Formación Rosario, Pozo Tamelul-101. Rueda Gaxiola et al. 1990.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-15 (2) T. K. No. 3; 100x, Lámina VIL fotos 2, 3 y 4 (sin bosquejo)

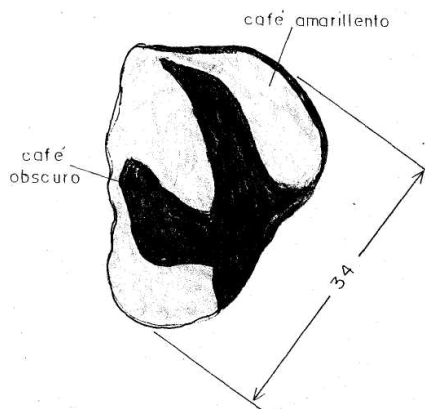
MP-15 (1) T. K. No. 4; 40x, bosquejo 2 (sin foto).

MP-22A (1) T. U. No. 1; 16x, bosquejo 97 (sin foto); Fm. C. Cualac.

MP-23 (1) T. U. No. 9; 16x, bosquejo 100 (sin foto); Fm. C. Cualac.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Subdivisión: Azononudutriletes.
Serie: A-psilada.
Género: Psilazononudutriletes.
Especie: minor.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Cyathidites Couper, 1953.
Especie: Cyathidites minor Couper, 1953.

DIAGNOSIS: Azononudutriletes, contorno triangular, lados cóncavos y exina psilada.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. El contenido es triangular con los vértices amplios y redondeados, lados interradiales cóncavos a ligeramente cóncavos. La marca trilete presenta lesuras delgadas, rectas y simples, las cuales se extienden 3/4 partes del radio ecuatorial. La exina, que es psilada, sin estructuras y de un espesor de, aproximadamente, 0.9 micras. El diámetro del contorno es de 41 micras. El de los especímenes fotografiados restantes son: 56.7 micras, foto 1; 30 micras, foto 4. El de los bosquejados 34, bosquejo 2; 41.6 micras del bosquejo 97 y 36.6 micras para el del 100.

DISCUSIÓN: Tanto Reyre (1973) como Raniaujan y Kalavati, indican para esta especie diámetros que están incluidos en el intervalo 30-45 micras y 35-46 micras, respectivamente. Para Cyathidites australes, los segundos autores dan el rango 55-65 micras.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Conglomerado Prieto y nivel de la parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Hettangiense-postJurásico: In Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

Toarciense-Aaleniense: Suecia, Pozo Vilhelmsfálts No. 1, Scania. Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

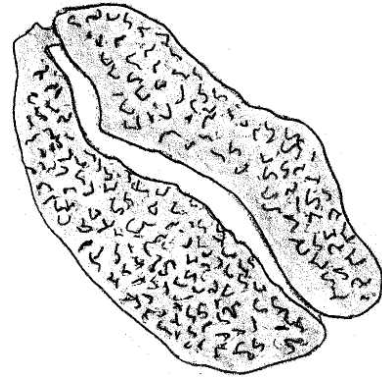
Liásico Temprano (Sinemuriana?)-Albiana: Sahara, Reyre, 1973.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16 (1) T. U. No. 11; 63x, bosquejo 25 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Sulcates.
División: Nudusulcates.
Subdivisión: Serasulcates.
Serie: A-psilada, infrareticulada.
Género: Psilanudusulcates.
Especie: infrareticulatus.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Cycadopites Wodehouse.

Especie: Cycadopites reticulatus (Nilsson, 1958) Cornet y Traverse, 1975.

DIAGNOSIS: Nudupsilasulcates.

DESCRIPCIÓN: Nudusulcates. Grano prolato de forma elipsoidal con extremos redondeados. El sulco, de anchura casi constante (de 0.54 a 2.7 micras), es sinuoso y se prolonga hasta los extremos. La exina de 0.8 micras de espesor, por su contorno, se infiere una exina psilada; sin embargo en vista frontal, se presenta un reticulado, el cual se infiere como infrareticulado. La relación de longitud-ancho es de 1.7 micras. Su coloración es café rojiza.

DISCUSIÓN: Cornet y Traverse, 1975, presentan a un espécimen muy semejante al estudiado y le denominan Cycadopites reticulatus, cuyas características concuerdan con el estudiado, presentan tamaños de 47 a 60 micras para el eje longitudinal mayor, y para el transversal 22-32 micras, su relación de longitud ancho es de 1:1.7 a 1:2.3 micras. Lo que concuerda con las medidas del espécimen estudiado.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

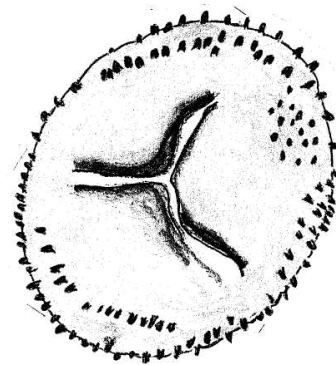
Rhetiense-Liásico: NE de E. U., Grupo Newa:k. Cornet y Traverse, 1975.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16 (2) T. K. No. 48; 63x, bosquejo 22 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: C-baculada.
Género: Bacunionutriletes.
Especie: baculoescarsiproxi spori tes.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Baculatisporites Thomson y Pflug, 1963.

Especie: Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié, 1956.

DIAGNOSIS: Nudutriletes, contorno ecuatorial elipsoidal, baculado.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno ecuatorial elipsoidal. La marca trilete, presenta lesuras, tanto rectas como ligeramente curvadas, ciertas (6 micras), variando de la mitad a 3/4 del radio ecuatorial; en sus márgenes se observa un ligero engrosamiento. La ornamentación es baculada, con báculos cortos, siendo su distribución escasa, estando ausentes en el área proximal aledaña a las lesuras. Los báculos son cortos y robustos, se contaron 58 elementos en la periferia. Sus dimensiones son 20 micras y 30 micras. La coloración que presenta es café rojiza.

DISCUSIÓN: Dorothy Guy-Ohlson y Ramanujan y Kalavati, refieren sus especímenes baculados a la especie Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié, 1956. De ellos, sólo los segundos autores presentan su descripción: "Espora trilete con forma circular a subeircular, 40 a 60 micras; marca trilete distintiva, rayos rectos, extendiéndose 3/4 partes del radio de la espora. La exina tiene 1-1.5 micras de espesor, ornamentada con báculos de 1-2 micras de altura, escasamente dispersadas. Algunas veces, en el área cercana a la marca trilete se aglomeran".

Como se ve, hay algunas diferencias con el espécimen estudiado: el tamaño y la ornamentación densa cerca de la marca trilete. Sin embargo, en cuanto a la forma y a la ornamentación, así como en la naturaleza de las lesuras hay coincidencias.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Triásico Tardío: Este de los Alpes.

Rhetiense, Jurásico y Cretácico de Suecia.

Mesozoico Superior: Australia (Guy, 1971, Guy-Ohlson 1981, 1982, Filatoff, 1975).

Jurásico Tardío: Noruega (Vigran y Thusu, 1975)

In Dorothy Guy-Ohlson, 1986;.

Toarciense-Aalenense: Suecia, Pozo Vilhemsfält No. 1, Scania

Dorothy Guy-Ohlson.

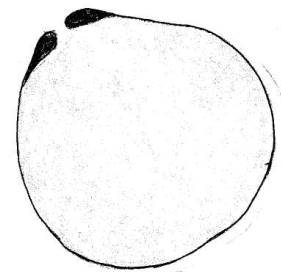
Jurásico Tardío: India. Pozo en Kattavakam, cérea de Conjeevaram, Tamil Nadu. Ramanujan y Kalavati.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16 (2) T. U. No. 29; 100x, bosquejo 27 (sin foto). INCERTAE SEDIS - L

Palinomorfo sin afinidad conocida.

DESCRIPCIÓN: Palinomorfo, con contorno ovoidal o subcircular. Monoporado. El poro muestra un vestibulum de 1.25 micras de altura y de 5.6 micras de radio, la abertura mide 1.25 micras. Su superficie es psilada. Sus dimensiones son 22.5 x 20 micras. Su coloración es café amarillento.



POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16 (1) T. K. No. 45; Lámina IX: 65x, foto 2 (sin bosquejo).
100x, foto 3 (sin bosquejo).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Costates.
División: Continuocostates.
Subdivisión: Polycontinuocostates.
Serie: A-psilada.
Género: Psilapolycontinuocostates.
Especie: Psilapolycontinuocostates estriada.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Gnetaceaepollenites Thiergart.
Especie: Gnetaceaepollenites chinleana Hart, 1969.

DIAGNOSIS: Grano prolato a esferoidal, estrías longitudinales ("policolpado"); puede mostrar estrías en "zig-zag" o con estrías más o menos rectas (George F. Hart, 1969).

DESCRIPCIÓN: Continuocostates. Contorno elipsoidal redondo; polycostates. Las costillas son rectas pero oblicuas con relación al eje mayor, y discontinuas; algunas se juntan o se separan en cualquier parte, en el sentido longitudinal del cuerpo. Este arreglo llega hasta los extremos del cuerpo y se continúa alrededor de él. En forma aproximada, el número de costillas que se contaron fue de 15. Su eje mayor mide 63.6 micras y su eje menor 51.8 micras; la relación de los ejes mayor a menor es de 1.23. El ancho de las estrías varía de 0.98 a 2.9 micras.

DISCUSIÓN: Aunque Gnetaceaepollenites está basado en una especie que muestra estrías en "zig-zag" (colpi), una amplia interpretación de este género puede incluir formas con estrías más o menos rectas" (George F. Hart, 1969). Así, es posible que el espécimen en estudio pertenezca a uno de ellos.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central y superior de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

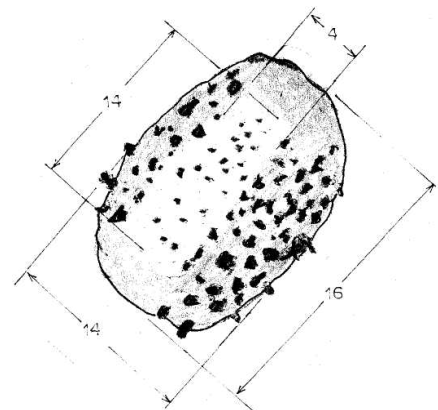
Triásico Tardío: E. U., Formación Chinle, Utah, George F. Hart, 1969.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16 (1) T. U. No. 10: 63x. bosquejo 24 (sin foto). MP-17 (2) T. K. No. 26; 63x, bosquejo 46 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Monoletes.
División: Nudumonoletes.
Serie: B-verrugada.
Género: Verrunudumonoletes.
Especie: Verrunudumonoletes minor.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Lunatisporites Lidwin et al., 1991.

Especie: Lunatisporites cf. novaculensis Lidwin et al., 1991.

DIAGNOSIS: Contorno elíptico con extremos redondeados, con lados longitudinales convexos; la ornamentación verrugada es densa y la presenta en el área central del cuerpo, dejando los extremos libres de verrugas. La marca monolete (?) mide de largo 55 micras, sólo se observa una abertura arqueada, la cual no llega a los extremos; ésta está cubierta por verrugas (Lidwin et al., 1991).

DESCRIPCIÓN: Nudumonoletes. Contorno elipsoidal con extremos abiertos y redondeados. Al centro y en forma concéntrica se presenta un adelgazamiento de la exina que se considera el área de contacto proximal (bosquejo 24). La ornamentación es variable en su tipo: verrugas y espinas truncadas, la cual se concentra densamente en el área meridional del cuerpo, quedando los extremos sólo psilados. El área delgada central, está cubierta por una ornamentación igual, pero de menor tamaño y es menos densa en su distribución. Las dimensiones del cuerpo son: 16 x 14 micras; la del área delgada 14 x 4 micras. La coloración es café amarillenta.

El espécimen del bosquejo 46, presenta en posición polar distal la misma forma del contorno, la misma ornamentación (más definida como verrugada), pero no se observa el área central adelgazada y su tamaño es mayor: 30 x 18 micras, sin embargo, se ha considerado el área posible central delgada más amplia en el centro con una amplitud de 8 micras.

DISCUSIÓN: Aunque sus dimensiones son menores, el espécimen en estudio, presenta la mayoría de los rasgos morfológicos de la especie citada; por lo tanto, se le confiere esa afinidad.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central y superior de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

Triásico Tardío.

(Carniense-Noriense): E. U., Formación Chinle, SE de E. U. Litwin et al., 1991.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 67; bosquejo 36; Lámina XI: 40x, foto 9.
100x, foto 1.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.

Subgrupo: Monadosporites.

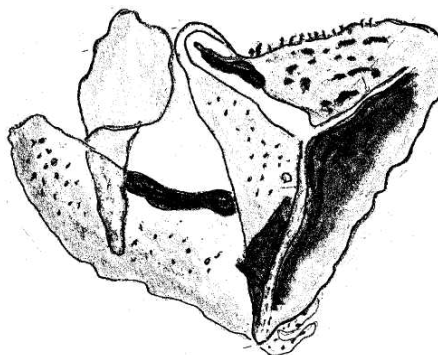
Superdivisión: Triletes.

División: Nudutriletes.

Serie: C-baculada.

Género: Baculanudutriletes.

Especie: triangulatus.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Conbaculatisporites Klaus.

Especie: Conbaculatisporites mesozoicus Klaus.

DIAGNOSIS: Nudutriletes. Contorno triangular. Microbaculada.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno ecuatorial triangular, con dos vértices semiagudos y un amplio redondeado. Lados interradales ligeramente cóncavos. La marca trilete no es clara en su totalidad, sólo se observa una lesura recta que se prolonga hasta el vértice, donde sufre un ensanchamiento, su longitud es de 15 micras y la angostura de dos de ellas de 0.75 micras y 1.23 micras.

Con respecto a la ornamentación, en vista frontal, se observan formas anastomosadas; sin embargo, en perfil se observan báculos diminutos, dándole al contomo un aspecto "aserrado". El diámetro del contorno ecuatorial es de 45 micras. Su coloración es café rojiza oscura a clara.

DISCUSIÓN: W. G. Chaloner (1969), presenta un espécimen de esta especie, la cual presenta características afines con el estudiado: forma triangular con lados rectos a ligeramente cóncavos, lesuras rectas, simples y angostas que se prolongan hasta los vértices; y la ornamentación microbaculada, aunque no da dimensiones. Dorothy Guy-Ohlson (1986) presenta otro espécimen casi con las mismas características, con excepción de la ornamentación que, aquí es de báculos más grandes.

Entonces, se concluye que el espécimen estudiado, es a fin a Conbaculatisporites mesozoicus.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Triásico Tardío: Austria, Grupo Keuper, W. E. Chaloner, 1969.

Triásico - Jurásico Medio: Suecia, Pozo Vilhemsfält No. 1, Scania Dorothy Guy-Ohlson (1986).

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

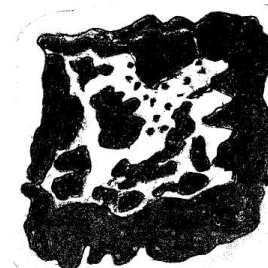
MP-16B (1) T. K. No. 63; 100x, bosquejo 34; Lámina X, fotos 1 a 3.

MP-16B (1) T.K. No. 22; 100x, bosquejo 44 (sin foto).

INCERTAE SEDIS - N.

Género: Indeterminado.

Especie: Indeterminada.



DESCRIPCIÓN: Palinomorfo con contorno cuadrangular; membrana con ornamentación consistente en protuberancias redondeadas prominentes, a manera de macroverrugas, densamente distribuidas alrededor del cuerpo; en un área presenta una escasez de ornamentación (la que se presenta en las fotos). Sus dimensiones son: 34 x 36 micras. El otro espécimen bosquejado mide 26 x 23.7 micras.

DISCUSIÓN: No se tiene evidencias, siquieia, de si se trata de una espora o de un grano de polen.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 72, bosquejo 37; Lámina XII, fotos 4, 5 y 6.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Spórites.

Subgrupo: Monadosporites.

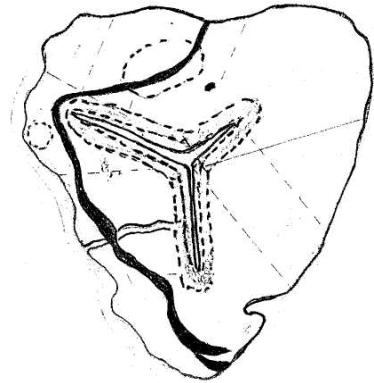
Superdivisión: Triletes.

División: Nudutriletes.
Serie: A-psilada.
Género: Psilanudutriletes.
Especie: Psilanudutriletes margo.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Dictyophyllidites Couper, 1958.
Especie: Dictyophyllidites harrisi Couper, 1958.

DIAGNOSIS: "El género Dictyophyllidites Couper, 1958, se usa para esporas de contorno triangular con vértices redondeados; lesuras bordeadas por un margo y exina lisa" (YvesReyre, 1973). La especie se describe como: "Espora trilete con contorno triangular redondeada; lesuras bordeadas por un margo; exina fina (1 micra) lisa. Tamaños: 32-34 micras" (Op cit).



DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular, con vértices medianamente amplios redondeados; lados interradales seudorrectos a ligeramente convexos. La marca trilete, presenta lesuras estrechas y rectas cuya longitud es de 1/2 del radio ecuatorial, sus longitudes son: 5, 11.2 y 12.5 micras; en la marca trilete sobresale un margo distinguible. La exina, de 0.98 micras de espesor es, por lo general, psilada. Su diámetro ecuatorial mide 48 micras.

DISCUSIÓN: El espécimen estudiado es de un tamaño un poco mayor que la especie referida, sin embargo en las demás características coinciden.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

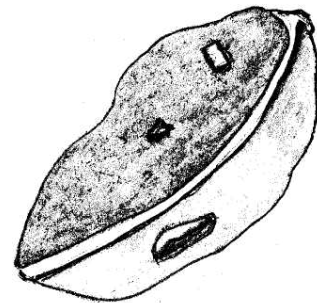
Bathoniano Tardío - Cretácico Temprano (raro): Sahara, Yves Reyre, 1973.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

MP-16 B (1) T. U., No.15, 63x, bosquejo 41 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Pollenites
Subgrupo: Monadopollenites
Superdivisión: Sulcates
División: Nodusulcates
Serie: A-psilada
Género: Psilasulcatites
Especie: Psilasulcatites mínimus



NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: Monosulcites cookson, 1953, ex. Couper., 1958
Especie: Monosulcites cf. Mínimus

DIAGNOSIS: Sulco recto, extendiéndose casi toda la longitud del grano; tamaño pequeño.

DESCRIPCIÓN: Grano prolato, forma ojival con extremos agudos; contornos longitudinales convexos. El sulco es estrecho (1.35 micras de amplitud) de amplitud constante, abriéndose

ligeramente en sus dos extremos a los cuales llega. Los labios del sulco son simples. La exina es psilada. Su longitud es mayor de 36 micras y la menor de 22 micras. La relación de longitud a amplitud es de 1.63. Su coloración varía de café-rojiza a café-amarillenta.

DISCUSIÓN: Con excepción del tamaño menor de Monosulcites mínimus la morfología es idéntica con el espécimen estudiado.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación conglomerado Prieto

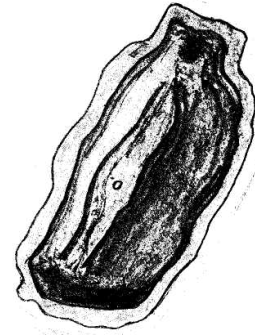
RANGOS GEOCRONOLOGICOS Jurásico Temprano (Sinemuriense-Pliensbachiense). Este central de la República Mexicana; formación Huayacocotla, Pozo corcón-1. Rueda -Gaxiola et al., 1990.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (2) T. K. No. 25; 63x, bosquejo 39 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Sulcates.
División: Nodusulcates.
Subdivisión: Navisulcates.
Serie: A-psilada.
Género: Psilnavisulcates.
Especie: Psilnavisulcates raras.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Cycadopites (Wodehouse) Wilson y Webster.
Especie: Cycadopites sp.

DIAGNOSIS: Polen monosulcado, fusiforme, subtriangular a subcircular. El sulcus se extiende en toda la longitud del grano, los márgenes del sulcus, ocasionalmente, están acompañados por pliegues longitudinales.

El sulcus, subcircular a subtriangular, en granos expandidos, ligeramente se estrecha cerca del polo distal, y los márgenes del sulcus algunas veces se traslapan en especímenes sin expansión. Exina chagrenada a finamente granulada, de cerca de 2 micras de grosor.

DIMENSIONES: (7 especímenes), eje longitudinal 43(57)78; eje transversal 26(34)43 micras" (Ottone E. G. et al., 1991).

DESCRIPCIÓN: Navisulcates. Grano prolato, su contorno es elipsoidal con extremos achatados. El sulco se ensancha en la parte media y termina en punta aguda un poco antes de los extremos; éste ocupa un 7/8 de la longitud del eje mayor. La exina es psilada. Sus dimensiones son: eje mayor: 28 micras; eje menor: 16 micras; la relación longitud-amplitud es 1.75. La coloración es café amarillenta.

DISCUSIÓN: Por lo deformado del grano, sus características específicas se han distorsionado, sólo se conserva la forma de grano prolato y el sulco, del cual están ocultos sus extremos por los plegamientos del grano. Por lo tanto, sólo se puede definir a este espécimen estudiado a nivel genérico.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

Pérmico-Post-Jurásico: W. G. Chaloner, 1963.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 56; 100x, Lámina X, foto 5.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Subdivisión: Margonudutriletes.
Serie: B-escabrada.
Género: Escabramargonudutriletes.
Especie: Escabramargonudutriletes diáfana.

NOMENCLATURA BOTÁNICA. I

NCERTAE SEDIS - O.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno subtriangular asimétrico, redondeado con vértices amplios y redondeados; un lado interr radial cóncavo y dos convexos. La marca trilete presenta lesuras angostas y casi rectas llegando, aproximadamente a la mitad del radio ecuatorial; sus márgenes presentan un engrosamiento a manera de margo cuya amplitud varía de 2.9 a 3.9 micras; este engrosamiento, por lo general, es continuo en todo el margen. La exina tiene un espesor de 0.98 micras y muestra en su superficie externa unas proyecciones a manera de "túmulos" tenues, aislados, que le dan al grano un aspecto de seudoverrugado (aunque no lo es); lo ancho de la base de una de estas proyecciones mide 1.96 micras. El diámetro promedio del grano (ya que no presenta contorno triangular simétrico) es de 69.6 micras.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 71; Lámina XI: 63x, foto 5.
100x, fotos 6 y 7.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: E-suprareticulada.
Género: Retinucjutriletes.
Especie: Sphaeroretinudutriletes.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Lycopodiumsporites Thiergart, ex. Delcourt y Sprumont, 1955.
Especie: Lycopodiumsporites trambauensis Singh, Srivastava y Roy, 1964.

DIAGNOSIS: Nudutriletes. Contorno casi circular. Estructura reticulada.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno casi circular. Parcialmente se observa la cara apical, donde se pueden observar las lesuras rectas y delgadas; la superficie apical se presenta psilada. La exina presenta un reticulado con un arreglo casi uniforme. Las áreas positivas son de mayor amplitud (1.89 a 5 micras) que las negativas (foveolas?) (1.6 a 6.3 micras); éstas presentan una forma muy uniforme de pentagonales a hexagonales. Las partes negativas, tienen una profundidad somera (ver foto 6 parte inferior izquierda). Su diámetro mide 52 micras.

DISCUSIÓN: Dorothy Guy-Ohlson (1986) y Ramanujan y Kalavati, presentan un espécimen afín al estudiado; sin embargo, la autora no dio su descripción, sólo los segundos: "Espora trilete, forma triangular redondeada, 80-95 micras, marca trilete muy discernible, rayos delicados cortos. Exina de 1 a 1.5 micras de espesor, groseramente (coarsely) reticulado depresiones largas, 10 a 22 micras, muri grueso 1.5 a 3 micras; las láminas presentan formas irregulares a poligonales, granular".

Dorothy Guy-Ohlson (1986) lo denominó Lycopodiumsporites cf. L. clavatoides (Couper) Tralau.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel medio de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Hettangiense a post-Jurásico: In Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

Toarciense-Aalenense: Suecia, Pozo Vilhelmsfält No. 1, Scania Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

Jurásico Tardío; India, de un Pozo en Kattavakam cerca de Conjeevaram Tadi Nadu. Ramanujan y

Kalavati. POLLEN ET SPORES, Vol. XVI, No. 1.

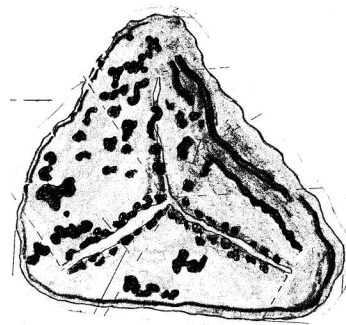
FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO.

MP-16B (1) T. K. No. 76: 100x, Lámina XII. fotos 1, 2 y 3 (sin bosquejo)

MP-16B (1) T. K. No. 55; bosquejo 31 (sin foto); 63x.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: B- granulada +
Género: Granudutriletes.
Especie: Granudutriletes margogranulatus n. sp.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Granulatisporites (Ibrahim) Potonié y Kremp, 1955.

Especie: Granulatisporites granifer Leschik.

DIAGNOSIS: Espora trilete, trirradiada, exina granulada; granulos redondos y regulares (Navale, 1964).

G. piroformis Loóse, 1934: espora triangular más o menos cóncava, 25 a 40 micras, granulos de 1 micra; más o menos 65 granulos visibles sobre el contorno ecuatorial.

G. parvus (Ibrahim) Potonié y Kremp, 1955: espora triangular a rectilínea, 30-50 micras, ápices redondeados, granulos de 0.5 micras (in Navale, 1964).

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular con los vértices amplios y redondeados; lados interradales cóncavos, a ligeramente rectos. La marca trilete presenta lesuras simples y delgadas (0.98 micras de amplitud), las cuales se extienden casi hasta los vértices. La ornamentación es granulada con escasa distribución. Los granulos son esféricos, y la mayoría se unen para formar estructuras anastomosadas, que, en los márgenes de las lesuras se agrupan formando engrasamientos. Un granulo mide de base 0.9 micras. El diámetro del contorno ecuatorial es de 32.6 micras.

El del espécimen bosquejado mide 64 micras, y una estructura anastomosada mide 2 micras.

DISCUSIÓN: Navale no da tamaños en la descripción del género; sin embargo, con la descripción de las dos especies, para G piroformis los diámetros varían de 25 a 40 micras; y para G parvus de 30 a 50 micras; lo que significa que para el género, los diámetros varían, entonces, de 25 a 50 micras. Así, de esta manera, el diámetro medido en el espécimen estudiado cae en el intervalo de diámetros del género. Las demás características son afines con el espécimen estudiado, por lo tanto, su afinidad genérica es Granulatisporites.

Ahora bien, Yves Reyre, 1973, presenta a la especie Granulatisporites granifer Leschik, con las mismas características morfológicas genéricas que el espécimen estudiado; además, es más semejante en el tamaño (20-38 micras).

Sin embargo, el espécimen estudiado presenta una característica que lo diferencia de Granulatisporites granifer, y es la aglomeración de los granulos en los márgenes de las lesuras; lo cual hace necesario indicar esa característica particular, imponiéndole a la especie, una variedad: margogranulatus n. var.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

Triásico-Sinemuriense?: Sahara, Yves Reyre, 1973.

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

MP-16 B (2) T. K., No. 66, 63x, bosquejo 58 (sin foto)

NOMENCLATUR PARATAXONOMICA

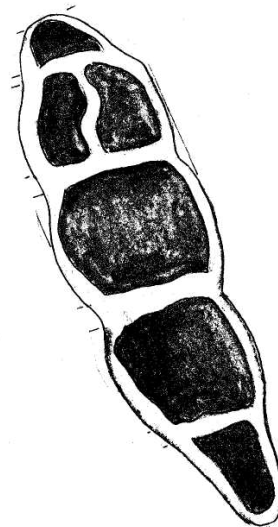
Grupo: Sporonites
Subgrupo: Pluricellasporonites
Superdivisión: Pentacellasporonites
División: Aporocellosporonites
Serie: A-psilada
Género: Psilapentacellosporonites
Especie: aporosporonites n. Sp.

NOMENCLATURA BOTÁNICA

Fungóspora de afinidad desconocida

DIAGNOSIS: Psilapenta cellosporonites.

DESCRIPCION: Fungóspora fusiforme, con contorno ondulado, paralelo a las formas de las células interiores. Sus dos extremos son diferentes: uno agudo redondeado y el otro amplio y redondeado también. No se observó la presencia de poros. Posee 5 células, todas de diferentes



tamaños y formas, situándose la mayor en la parte media. La penúltima, hacia la parte superior se presenta dividida por un septo en dirección longitudinal al cuerpo.

En realidad, todos los septos están unidos formando un solo cuerpo (o enrejado) que encapsula a las células. Este septo, aísla tanto a las células entre sí, como con el cuerpo. A lo largo del eje mayor, miden 10 micras, con excepción de la última superior que mide 6 micras. El largo total del cuerpo mide 64 micras y la anchura 22 micras.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación conglomerado Prieto. RANGO GEOCRONOLOGICO: El que resulte con el grupo de palinomorfos identificados.

FORMACIÓN

CUARCITICA CUALAC*

* Enmend. Jiménez Rentería Jorge
2004

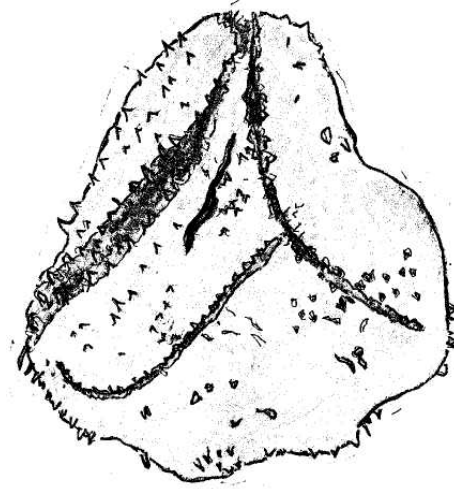
FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC.

MP-18 (1) T. U. No. 34; 63x, bosquejo 64 (sin foto).

MP-18 (1) T. K. No. 64; 63x, bosquejo 59 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monado sporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Subdivisión:
Serie: D-espina.
Género: Espinanudutriletes.
Especie: scarsi.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Apiculatisporites Potonié y Kremp, 1956.

Especie: Apiculatisporites plicatus Reinhardt.

DIAGNOSTICO: Espora trilete radial. Contorno triangular, con lados interradales rectos a ligeramente convexos. Las lesuras llegan a 3/4 partes del radio ecuatorial. Exina espina.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular con vértices amplios y redondeados; lados interradales variables: recto, cóncavo y convexo. Las lesuras son delgadas, presentando un angosto engrasamiento marginal; casi llegan al contorno ecuatorial. La ornamentación es espina con distribución escasa y no uniforme; estas forman alineamientos ya sea en algunos lugares del contorno ecuatorial o sobre la cara proximal. La altura de algunas espinas es de 2 a 2.6 micras y con base de 2 micras. Las extensas superficies entre las agrupaciones de las espinas, se presentan psiladas. Se contaron 28 espinas sobre el contorno ecuatorial. El diámetro del espécimen mide 69 micras. Su coloración es café clara. El otro espécimen bosquejado mide de diámetro 60 micras.

DISCUSIÓN: Backhouse (1991), presenta un espécimen similar, denominándolo Procoronaspora spinosa (Anderson) com. nov Backhouse, 1991, casi con las mismas características, excepto el tamaño, que es menor que el del espécimen estudiado.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Triásico (Scythiense-Rhetiense): Inglaterra, M. J. Fisher, 1972.

Pérmico: Australia, Cuenca Collie, Backhouse, 1991.

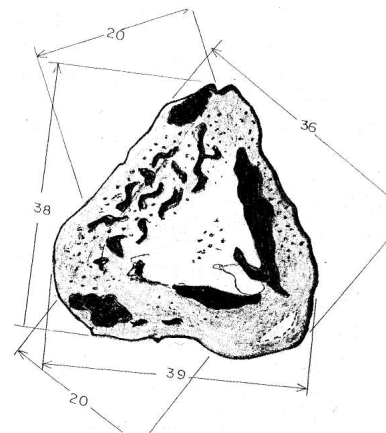
FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. K. No. 40; 63x, bosquejo 53 (sin foto)

MP-18 (1) T. K. No. 16'; 63x, bosquejo 47 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.



Serie: D-equinada y punteada.
Género: Equinanudutriletes.
Especie: Equinanudutriletes sp.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Ceratosporites Cookson y Dettamn. 1958.

Especie: Ceratosporites sp.

DIAGNOSIS: Espora trilete, irregularmente con forma riangular 22-23 micras, vértices agudos redondeados; lados interradales rectos a ligeramente convexos. Marca trilete tenue, lesuras simples, alcanzando la mitad del radio ecuatorial. Exina con 1.5 micras de espesor; superficie proximal lisa a finamente granular, superficie distal con espinas truncadas.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular (bosquejo 53 en vista distal), con vértices amplios y redondeados; lados interradales rectos a ondulados. No se observa la marca trilete, sólo se presenta un área central adelgazada con forma triangular. Sus lados son paralelos al contorno ecuatorial. La ornamentación es tanto equinada como punteada; las esquinas forman estructuras anastomosadas, en perfil se observa sólo una esquina; su distribución es rara y sólo se presentan agrupadas en la parte diatal, donde aparecen en forma de espinas. El diámetro es de 50 micras y el del adelgazamiento 26.6 micras. Su coloración es café clara.

El otro espécimen bosquejado (47) presenta forma elipsoidal, con el mismo tipo de adelgazamiento y las mismas características de la ornamentación, aunque sin el punteado. Sus dimensiones son 26 x 22 micras y el diámetro de la abertura es de 26.6 micras.

DISCUSIÓN: Estrictamente, no se sabe si en realidad el adelgazamiento triangular es un relicto de la marca trilete o en realidad éste constituye una abertura de dehiscencia. En la bibliografía consultada no se encontró un espécimen con este tipo de abertura. Puede ser, entonces, que se trate de una nueva especie de Ceratosporites.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

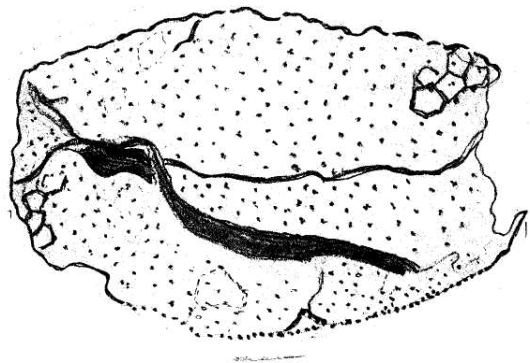
Jurásico Tardío-Cretácico Temprano: India, Gondwana Superior, Capas Sriperumbudur. Ramanujan y Kalavati, 1974.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. U. No. 44; bosquejo 66, 100x, (sin foto).

Género: cf. Inderites sp (George F. Hart, 1969).

DESCRIPCIÓN: Grano de contorno elipsoidal con extremos muy amplios y redondeados (sólo se conserva uno). Como estructura sólo se observó una hendidura delgada sinuosa, en la parte central del cuerpo, que se extiende a lo largo del eje mayor. Sobre su superficie presenta un reticulado grueso con retículas de formas hexagonal y pentagonal de aproximadamente 5 micras de anchura; este reticulado se extiende en toda su superficie. También presenta un punteado grueso, uniformemente distribuido en toda su superficie. El



cuerpo mide: su eje mayor 57.5 micras y su eje menor 37.5 micras; la relación longitud-anchura es de 1.53. Su coloración es café clara.

DISCUSIÓN: Por la forma, la ornamentación reticulada y punteada, así como por la hendidura central longitudinal, se asemeja con Inderites sp. (in George F. Hart, 1969).

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:
Pérmico: George F. Hart, 1969.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. U. No. 8'; 100x, Lámina XIV, foto 7 (sin bosquejo)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Rimulates.
División: Anarimuastrannulates.
Serie: B-escabrada.
Género: Escabertririmuastrannulates.
Especie: difusa.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: cf. Circulina Malyakina 1949 ex. Klaus, 1960.
Especie: cf. Circulina parva Brenner, 1963.

DIAGNOSIS: Tririmuastrannulates.

DESCRIPCIÓN: Contorno circular con un engrosamiento en su periferia (coloración café oscura); se observa un surco circular interno al engrosamiento marginal, el cual podría ser una rímula. El área central es más delgada la exina, la cual se muestra escabrada muy escasamente distribuida. En el centro se observa una protuberancia de forma indefinida. Su diámetro mide 9.79 micras.

DISCUSIÓN: Por la ausencia de la abertura triangular proximal, no se está seguro de si éste espécimen se trate de Circulina parva. Su diámetro es muy pequeño comparativamente al dado por Lachkar George, 1989, para el espécimen encontrado en la Formación Jericó de Chiapas al Sur de México. Aunque Almeida y Martínez, 1980, presentan otro espécimen con un diámetro más pequeño: 12 x 11 micras.

Por lo tanto, este espécimen queda sólo como cf. Circulina parva.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

Triásico sup. - turoniano (Almeida L. y Martínez Hdez. E., 1980).

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC

MP-18 (2) T. U., No. 20; 100x, Lámina XIII, foto 2 (sin bosquejo)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites
Subgrupo: Monadosporites
Superdivisión: Triletes
División: Aequatorotriletes
Subdivisión: Zonatriletes
Serie: A-microgranulada
Género: Microgranutzonatriletes
Especie: M. brevicconvexa n. sp.

NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: Sphagnumsporites Reats
Especie: Sphagnumsporites antiquasporites Wilson & Webster

DIAGNOSIS. Trilete. Contorno ecuatorial triangular con vértices redondeados; lados interradales convexos. Marca trilete conspicua; lesuras simples, llegan do a la mitad o a 2/3 del radio ecuatorial. Hay una zona adelgazada de cerca de una micra de amplitud rodeando al ecuador; ornamentacion lisa a finamente punteada en ambas caras. Diámetro de 30 micras

DESCRIPCIÓN: Zonatriletes. Contorno triangular con vértices abiertos, redondeados; lados interradales convexos; marca trilete distintiva; lesuras rectas, simples y cortas (4.9 micras de longitud), llegando a una distancia de poco menos de la mitad del radio ecuatorial. En el margen ecuatorial se observa una zona marginal de adelgazamiento de 1.95 micras de amplitud. La ornamentación de la exina varía de psilada a micro granular, esta última, escasamente distribuida. Su diámetro es de 30 micras.

DISCUSIÓN. Couper (1958), presentó dos especies de este género, en los cuales, la diferencia es: la amplitud de la zona marginal y el tipo de ornamentación. De éstas, las características morfológicas de S antiquasporites Wilson y Webster, coinciden con las del espécimen estudiado. Por lo tanto, a éste se le confiere dicha especie.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac

RANGO GEOCRONOLOGICO: Jurásico Tardío-Cretácico: Couper

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. K. No. 71; 100x, Lámina XIV, foto 5 (sin bosquejo).
Quiste de dinoflagelado-1.

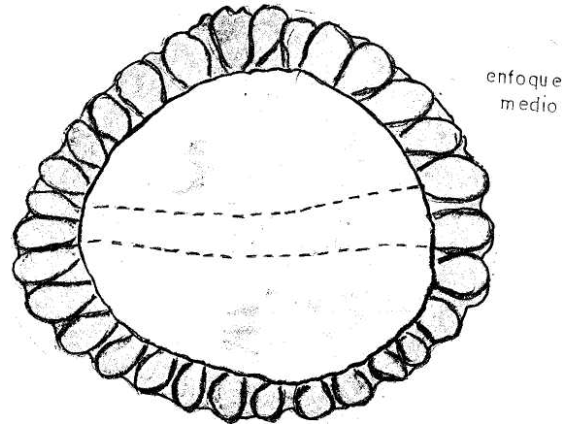
DESCRIPCIÓN: Quiste de dinoflagelado. Contorno ovoidal, hipoteca más amplia que la epitheca, ésta última presenta un ápice. Se observa un cingulum longitudinal, en el área precingular se estrecha y en la zona apical se ensancha. Los surcos del singulum transversal están diferidos, en cada lado del cingulum longitudinal (no están encontrados). La zona de la epitheca es estrecha y aguda; la de la hipoteca es amplia y redondeada. Presenta dos espinas en el área inmediata pre y post-cingular. El cingulum tiene una amplitud de 2.4 micras. Sus dimensiones son: eje apical 43 micras; anchura singular 40 micras. Su superficie se muestra reticulada.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. K. No. 55; 63x, bosquejo 57 (sin foto)
INCERTAE SEDIS.

Grupo: ACRIT ARCHA Evitt, 1963.
Subgrupo: HERKOMORPHYTAE Downie,
Evitt y Sarjeant, 1963.
Género: CYMATIOSPHAERA O. Wetzel
1933, enmend. Deflandre, 1954.
Especie: cf. Cymatisphaera sp. C Wall, 1965.



DIAGNOSIS: Cuerpo ovoidal, con pared extremadamente delgada y delicada, 24-30 micras de diámetro, ornamentado por un delicado retículo membranoso, de 5 micras de altura. Esta cubierta de ornamentación está constituida por columnas gruesas, bifurcadas en su extremo; o por formas a manera de gemas. Se contaron 35 elementos en la periferia. (David Wall, 1969).

DESCRIPCIÓN: Palinomorfo subsférico. Presenta una franja de adelgazamiento transversal en la parte media del grano (2 micras de amplitud). Su superficie muestra una ornamentación de grandes femas que miden 3 micras de altura; se contaron 30 elementos en la periferia. Su diámetro total (con las gemas) es de 13 micras y sin las gemas mide 10 micras. Su coloración es café clara.

DISCUSIÓN: El espécimen estudiado difiere en el tamaño más pequeño en la presencia de la franja de adelgazamiento y en el tipo de retículo. Por lo tanto, sólo se le confiere una relación a nivel de confer con dicha especie.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

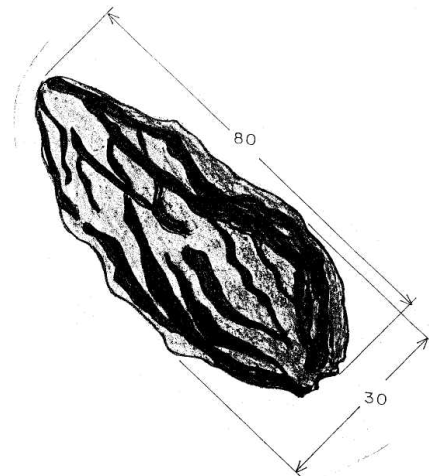
Sinemuriano Temprano Tardío: Inglaterra, Dorsét, Frodingham, Ironstone, Lincolnshire, David Wall, 1969.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. K. No. 46; bosquejo 54; Lámina XIV. foto 6

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Costates.
División: Staticostates.
Subdivisión: Polycostates.
Serie: A- psilada.
Género: Psilapolicostates.
Especie: striato-discontinuum.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Ephedripites Bolkovitina.
Especie: Ephedripites EPH-19 Revre. 1973.

DIAGNOSIS: La diagnosis de Reyre, 1973: polen fusiforme con exina rígida de 1 micras de espesor; con unas 15 costillas longitudinales discontinuas y sinuosas, las cuales se unen antes de las extremidades y son masivas. Longitud 30-40 micras.

DESCRIPCIÓN: Polistatiocostates. Fusiforme con un extremo amplio y redondeado y el otro agudo. La exina presenta una serie de costillas segmentadas, sinuosas y algunas entrecruzadas, diagonalmente; sólo algunas llegan a los extremos. Su eje mayor mide 80 micras y el menor 30 micras. La relación longitud-anchura es de 2.6.

DISCUSIÓN: Reyre, 1973, incluye el ejemplar EPH-19 dentro del género Ephedripites Bolchovitina. Los rasgos morfológicos clásicos para este género, no coinciden con los presentados por el espécimen estudiado, particularmente en lo que se refiere a las costillas segmentadas y entrecruzadas.

Sin embargo, este mismo autor (Op cit) presenta un conjunto de palinomorfos que él considera como "raros". Entre éstos se encuentra uno idéntico al espécimen estudiado y le denomina EPH-19.

Por esta razón, el espécimen estudiado le conferimos el nombre de especie como Ephedripites EPH-19 Reyre. 1973.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO:

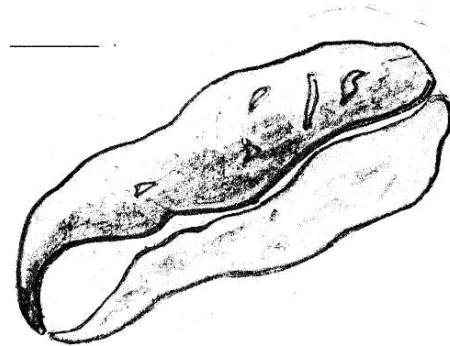
Bathonense: Sahara, Reyre, 1973.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. K. No. 30: 100x. bosquejo 49; Lámina XIV. foto 2 MP-18 (1) T. K. No. 39; 100x, Lámina XIV, foto 3 (sin bosquejo)

NOMENCLATURA TAXONÓMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Sulcates.
División: Nodusulcates.
Subdivisión: Serasulcates.
Serie: A-psilada.
Género: Psilaserasulcates.
Especie: Psilaserasulcates major.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: ycadopites Wodehouse, 1933, Wilson y Webster, 1946.

Especie: Cycadopites cymbatus (Balme y Hennely) Segroves, 1970 (Placa XIII, foto 1).

DIAGNOSIS: Nodusulcate, prolato, serasulcate, psilado.

DESCRIPCIÓN: Nodusulcates. Contorno elíptico, alargado, con sus extremos amplios y redondeados. Presenta un sulcus estrecho de amplitud constante, el cual llega a los extremos del grano; en uno de ellos sufre un ensanchamiento. Su exina es psilada. La dimensión de su eje mayor es de 80 micras, y el del eje menor 36 micras. La relación de longitud-amplitud es de 2.22. Las dimensiones del otro espécimen de la foto 3 son: eje mayor 43 y, su eje menor 21.5 y, y la relación de longitud-amplitud es de 2.

DISCUSIÓN: Las medidas de los especímenes afines, con el estudiado, dadas por Cornet y Traverse (1975): eje longitudinal 43(72)90 y para el eje menor 22(36)50 micras, incluyen a las medidas del espécimen estudiado; la forma del sulcus con ensanchamiento extremo, también es una característica común, además lo psilado de la exina. Por tanto se determina que, el espécimen estudiado corresponde a dicha especie.

Rueda Gaxiola *et al.* (1989) describen a un espécimen semejante, aunque con un tamaño más pequeño (30 x 16 micras). *Cycadopites carpentieri* presentado por W. G. Chaloner, (1969) es idéntico a *C. cymbatus* y al espécimen estudiado.

POSICIÓN ESTRATIGRAFÍA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

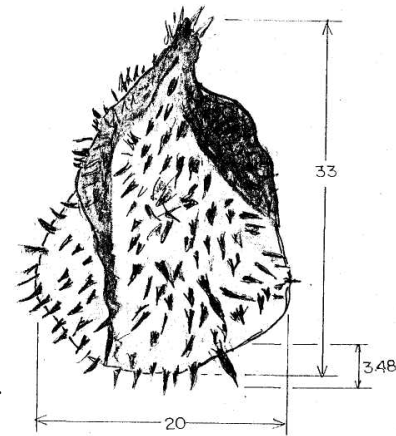
Pérmico: África, Gondwana (Bose y Maheshwari, 1969; Segroves 1970; Dibner 1976; Anderson 1977; Kyle 1977; Rigby y Hekel 1977; Kyle y Schopf 1992 y Backhouse 1991).

Triásico Tardío: W. G. Chaloner (1969).

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-18 (1) T. U. No. 27; bosquejo 62 (sin foto)

División: Pyrrhophyta.
Clase: Dinophyceae Fritsch, 1935.
Orden: Peridinales Haecke, 1894.
Familia: Pareodiniaceae Gochi 1957, emend. Norris y Sarjeant 1965, Sarjeant y Downie, 1966.
Género tipo: Pareodinia emend. Deflandre, 1947 (p. 4, 5)



DESCRIPCIÓN: Quiste de dinoflagelado forma ovoidal, plegada. Con un extremo amplio redondeado y el otro agudo, mostrando en éste una protuberancia cilíndrica delgada y corta. No se observa la ruptura del arqueophylo apical. Su ornamentación la constituyen espinas largas y puntiagudas; la altura de una de ellas es de 3.48 micras; su distribución es de mediana densidad. El cuerpo total, en su mayor longitud, mide 33 micras y de amplitud 20 micras. Su coloración es café oscuro en los pliegues y café amarillenta en las demás áreas.

DISCUSIÓN: El espécimen estudiado ha sido referido a uno presentado por Evitt, (1964 Placa 8, foto 22) como *Pareodinia* spp. Sin embargo, éste presenta las espinas un poco más largas; hay semejanzas en cuanto a la densidad de ellas, al contorno del cuerpo y al hecho de no presentar el arqueophylo apical. Hay muchas semejanzas, entre los dos especímenes.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Bajociense-postJurásico: In Williatn Antony S Sarjeant, 1978.

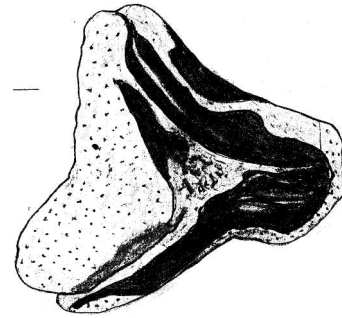
FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC

MP-18 (1) T. K. No. 31; 63x bosquejo 50; Lámina IX, foto 6

MP-18 (1) T. K. No. 59; 63x, bosquejo 58 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: B- microgranulada.
Género: Micro Rranunudutriletes.
Especie: concavimicrogranunudutriletes.



NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Género: Biretisporites (Delcourt y Sprumont) Delcourt, Dettmann y Sprumont, 1963.
Especie: Biretisporites sp.

DIAGNOSIS: Espora trilete, contorno triangular con vértices redondeados, 45-60 micras. Marca trilete prominente, rayos rectos, extendiéndose casi hasta el borde ecuatorial, bordeados por labios gruesos, 35 micras de altura. Exina, 24 micras de espesor; lisa a localmente tenue infragranular.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular con dos vértices amplios y uno semiagudo, pero todos redondeados; lados interradales cóncavos. La marca trilete presenta lesuras semirectas, las cuales casi llegan a los vértices; éstas están bordeadas por engrosamientos discontinuos de 3.2 a 3.8 micras de amplitud; en un vértice del contorno ecuatorial, el engrasamiento forma un "encurvamiento" (en los dos especímenes bosquejados). La exina presenta un granulado fino distribuido uniformemente en casi toda la superficie proximal. Su diámetro mide 56 micras. El otro espécimen bosquejado mide 64 micras.

DISCUSIÓN: Se diferencia de Cyathidites punctatus, en que ésta no presenta engrosamientos en los márgenes de las lesuras y de Concavisporites cutehensis en que ésta presenta un kirtoma.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

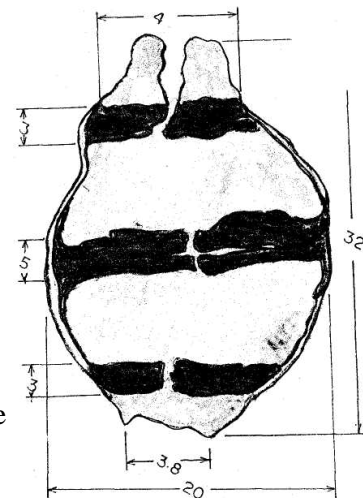
Jurásico Tardío-Cretácico Temprano: India, Grupo Gondwana Superior, Pozo at Kattavakkam, cerca de Conjeevaram, Tamil Nadu. Ramanujan y Kalavati, 1964.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC

MP-18 (2) T. K., No. 36; 63x, bosquejo 35 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporonites
Subgrupo: Tetracellasporites
Superdivisión: Tetracellosates
División: Tetracellomonosates
Serie: A-psilada
Género: Psilatetracellomonosates
Especie: breviintraporatus n. Sp.



NOMENCLATURA BOTÁNICA Incertae sedis-M Fungóspora de afinidad desconocida.

DIAGNOSIS: Tetracellomonosates, forma elipsoidal corta y psilado.

DESCRIPCIÓN: Tetracellomonosates. Forma elipsoidal corta y ancha, con un extremo más sobresaliente y agudo; el otro más ancho y retraído; el primero tiene una amplitud de 4 micras y el segundo de 3.78 micras. En el extremo sobresaliente se muestra una abertura poral simple. En su parte interna, cuatro células (o elementos) están separados por tres septos a los cuales los divide, aproximadamente en la parte central, un espacio vacío. El septo central tiene un grosor de 5 micras y los dos laterales 3 micras. La longitud mayor del espécimen es de 32 micras y su anchura mayor de 20 micras. Sus coloraciones varían de café rojiza a café clara.

DISCUSION: Con base a la bibliografía consultada por el presente autor, se observa que hay muy poca información sobre estos palinomorfos, en cuanto a su clasificación morfológica y a su distribución cronoestratigráfica. Sin embargo, pueden ser útiles, en última instancia, como indicadores de paleoclimas.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGO GEOCRONOLÓGICO: El que resulte del conjunto de palinomorfos identificados.

Nota: El nombre dado a este espécimen se refiere a su corta longitud y a la presencia de un poro.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC

MP-18 (1) T.K., No. 48; 63x, bosquejo 55 (sin foto)

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Polle nites
Subgrupo: Monadopollenites
Superdivisión. Sulcates
División: Nudusulcates
Ssubdivisión: Serasulcates
Serie: A-paillada
Género: Psilaserasulcates
Especie: Infrarugulatus

NOMENCLATURA BOTÁNICA

Género: *Cycadopites* (Wodehouse, 1953) ex. Wilson y Webster 1946
Especie: *Cycadopites* cf. *C. andrewii* Corneto y Traverse, 19975

DIAGNOSIS: Nudusulcates, fusiforme con ornamentación infraregulada.

DESCRIPCIÓN: Nudusulcates, fusiforme, con un extremo visible, angosto pero redondeado. El sulcus, de anchura variable, alcanzando la mayor amplitud cerca de la parte central del grano; angostándose después para volverse a ensanchar en el extremo. La infraornamentación es regulada y, la externa psilada. Su longitud mayor es de 52 micras y su anchura de 22 micras. Su relación de longitud-anchura es de 2.36 micras. Su coloración es café clara.

DISCUSION: Cornet y Traverse (1975), la describen de la siguiente manera: Fusiforme a ovoidal, monosulcado; extremos redondeados a ligeramente agudos; el sulcus estrecho, usualmente ampliándose hacia los extremos. Exina distal lisa y la proximal esculturada con

verrugas, estrechamente separadas, las cuales forman un pseudoretículo, distintivo. El tamaño de algunas verrugas es de 0.3x0.3 micras a 1.7 x 2.6 micras de base, siendo más grandes en el polo proximal, desapareciendo hacia el margen ecuatorial. La exina, con doble capa, ectexina (exclusivamente esculturada) cerca de 0.3 a 0.4 micras de espesor; escultura 0.1 a 0.4 micras de altura; endexina cerca de 0.2 micras. Endexina aparentemente perdiendo su contacto, excepto en el margen del sulcus, algunas veces separándose parcial o completamente, como un desarrollo interno distintivo. Los labios del sulcus conforman un área de aparente fusión entre la ectexina y la endexina; la anchura de los labios en el polo distal (1.7-2.6 micras de amplitud) tiende a estrecharse a lo largo del sulcus.

El tamaño es variable (en 30 especímenes), longitud 34-36 micras (promedio=38micras); ancho 20 a 30 micras (promedio=22 micras). Relación de longitud-anchura 1: 1.2- 1: 2.4 micras (promedio=1.17 micras).

El espécimen estudiado concuerda con varias de las características del presentado por Cornet y Traverse (1975): la forma del contorno, la del sulcus; en las dimensiones el presente espécimen es mayor aunque en su anchura coinciden; con respecto a la ornamentación es posible que, en la realidad, lo que el presente autor observó sean verrugas y no rugulada. En cuanto a la imagen que presentan estos autores, es muy semejante a la del espécimen estudiado.. Por esto, a nivel especie se le trata como " confer"

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel basal de la Formación cuarcítica Cualac.

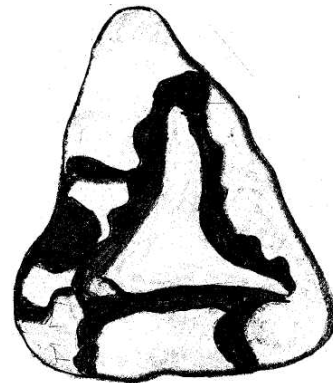
RANGOS GEOCRONOLOGICOS: Rhetiense-Liásico: Grupo Newark; Este de E. U.; Cornet y Traverse, 1975.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

MP-18 (I) T.K. No. 35: 63x, bosquejo 52 fsin foto), MP-18 (1) T.K. No. 32; 63x, bosquejo 51 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: A-psilada.
Género: Psilanudutriletes.
Especie: brevis.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Leiotriletes. Naumova 1937, emend. Potonié y Kremp. 1954.
Especie: Leiotriletes brevis Sinlia. 1972.

DIAGNOSIS: Contomo triangular redondeado, lados interradales ligeramente cóncavos; marca trilete conspicua con lesuras abiertas puntiagudas. Diámetro 58.6 micras.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contomo triangular, con dos vértices amplios y uno agudo, pero los tres redondeados; lados interradales ligeramente cóncavos. La marca trilete se presenta abierta con las lesuras amplias que se adelgazan gradualmente hacia el contomo ecuatorial, donde terminan, antes de éste, en punta aguda; ocupan 2/3 de la longitud del radio ecuatorial. En el margen de las lesuras se observa un engrasamiento de la exina. El diámetro de

la abertura triangular es de 21.3 micras y el del contorno del grano 58.6 micras. La exina se muestra psilada. Su coloración es café rojiza.

DISCUSIÓN: La mayor parte de los rasgos morfológicos que presenta esta especie, la tiene Dictyophyllidites harrissi, la única diferencia es el grado de abertura de las lesuras; en esta última las lesuras se encuentran cerradas.

Por esta razón, al espécimen estudiado se le impone la afinidad con Leiotriletes brevis.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel basal de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

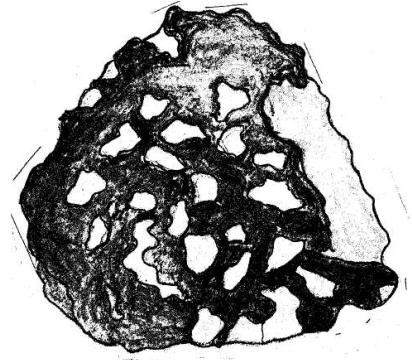
Jurásico Temprano: India, Rajniahall Hills. Manju Benerjee y Ashalata D' Rosario, 1970.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

MP-22A (1) T.U. No. 11: 100x, bosquejo 95 (sin foto). MP-18 (1) T.U. No. 28; 100x, bosquejo 63 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: E-foveolada.
Género: Foveonudtriletes.
Especie: Triangulifoveonuditriletes.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Ischyosporites Balme, 1957.
Especie: Ischyosporites crateris Balme, 1957.

DIAGNOSIS: Nudtriletes. Contorno triangular. Arreglo foveolado de la exina. Marca trilete no visible.

DESCRIPCIÓN: Nudtriletes. Contorno triangular, con vértices, tanto redondeados amplios como agudos; los lados interradales varían de rectos a convexos. La marca trilete no es observable con claridad. La exina muestra un arreglo foveolado-reticulado y no forma un arreglo simétrico; las foveolas (lúminas) presentan formas irregulares. La profundidad de éstas es mínimo (ver bosquejo 95 parte superior izquierda). A la vista frontal se observan 24 foveolas. Su diámetro es de 63 micras. Su coloración es café rojiza oscura.

En el otro espécimen bosquejado, el contorno es triangular con vértices muy amplios y redondeados, los lados interradales son convexos. Aquí, la marca trilete sólo se insinúa por engrasamientos en los muri. El número de foveolas contadas en el plano frontal es de 34; una mide 7 micras, en su eje mayor. Su diámetro es de 64 micras.

DISCUSIÓN: Ischyosporites crateris Balme, 1957 (in Ramanujan y Kalavati) es idéntica con Ischyosporites variegatus (Couper) Schulz presentada por Dorothy Guy -Ohlson, 1986. La descripción que hacen de la primera sus autores, es la siguiente: "Espora trilete, forma triangular, 42 a 52 micras ápices redondeados con lados interradales cóncavos a rectos. La marca trilete es distintiva, los rayos alcanzan 3/4 partes del radio ecuatorial, con labios delgados. Exina con 2.5 micras de espesor, engrosándose hacia los ápices (arriba de 6.5 micras de espesor), valvada. Superficie distal groseramente (coarsely) foveo-reticulada, muri de 3-5 micras de amplitud, usualmente arriba de 4 micras de altura, anastomosada, grandes foveolas de 4 a 12 micras de

diámetro, hexagonales irregularmente anguladas; la superficie proximal se muestra psilada, excepto cerca de la zona ecuatorial donde hay una acumulación (spill-over) de la escultura distal foveo-reticulada.

El espécimen estudiado, se asemeja en cuanto al tamaño y al ancho de las foveolas, así como con la forma triangular.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel basal y superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pliensbaquiense - Post Jurásico.

Jurásico Inferior: Francia, Este de Alemania y Rusia.

Jurásico Medio: Britania, Rusia, Egipto y Suecia.

Cretácico Temprano: Rusia (Guy, 1971).

Jurásico Medio de Noruega (Birkclundm Thusu y Vigran, 1978).

Cretácico Temprano: Inglaterra (Batten, 1973).

In Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

Toarciansc-Aalenense: Suecia, Pozo Vilhelmsfáits No. 1, Scania Dorothy Guy-Ohlson, 1986.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

MP-18 (1) T.U. No. 43; 100x, bosquejo 65 (sin foto). MP-23 (1) T.K

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites.

Subgrupo: Monadosporites.

Superdivisión: Triletes.

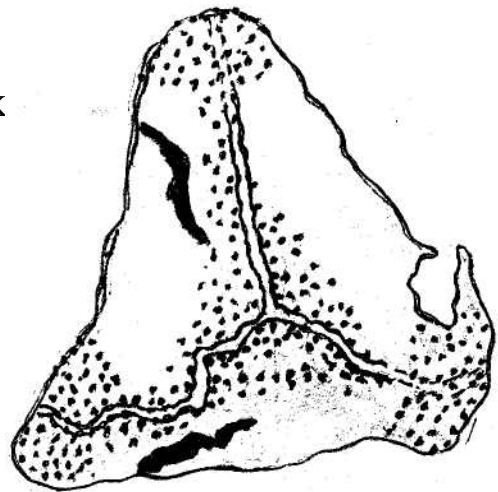
División: Nudutriletes.

Subdivisión:

Serie: B - granulada +

Género: Granulinudutriletes.

Especie: apigranulinudutriletes.



+ Rueda Gaxiola (1974) en su Clasificación Morfológica no contempla a este tipo de ornamentación. El presente autor la coloca en el grupo de verrugada y gemada, ya que, se piensa, son las más afines.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Granulatisporites. Ibrahim, 1933.

Especie: Granulatisporites infirmus Traverse y Ash, 1991.

DIAGNOSIS: Contorno triangular, ápices amplios y redondeados; lados interradales cóncavos; lesuras angostas y rectas; se insinúa un kirtoma; las lesuras no llegan al contomo ecuatorial. En cada vértice, la exina presenta una ornamentación granulada, así como en el área aledaña a la marca trilete. El área restante es psilada. Su diámetro mide 53.3 micras.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular, con vértices subangulosos, redondeados; dos lados interradales rectos y uno ligeramente cóncavo. Las lesuras son simples y estrechas las cuales casi llegan hasta el límite ecuatorial. Una lesura se muestra recta y las dos restantes deformadas pero observables. La ornamentación es conspicua: granulada, semidensa y zonada. Estas zonas están situadas en los vértices y en la parte central, en los alrededores de la marca trilete. El área restante es psilada. Su diámetro mide 36.8 micras. Su coloración es café clara.

DISCUSIÓN: Como se observa, y según el presente autor, la característica de la ornamentación granulada zonada, es una de las más relevantes para distinguir su afinidad con el espécimen estudiado, a parte de su forma. En el tamaño no coinciden

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel basal y superior extremo de la Formación Cuarcítica cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Triásico Tardío (Carniense - Noriense): E. U. Formación Chinle Litwin, Traverse y Ash 1991.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

MP-20 (1) T.U. No. 3; 100x, bosquejo 72 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Pollenites.
Subgrupo: Monadopollenites.
Superdivisión: Sulcates.
División: Nodusulcátes.
Subdivisión: Navisulcates.
Serie: A-psilada.
Género: Psilnavisulcates.
Especie: ampliopsilnavisulcates.

NOMENCLATURA BOTÁNICA.

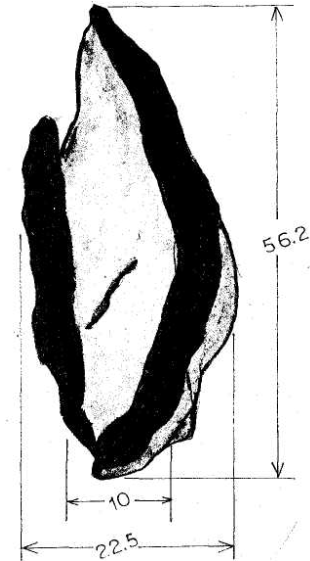
Género: Cycadopites Wodehouse.
Especie: Cycadopites cf. durbamensis Coraet y Traverse, 1975.

DIAGNOSIS: Navisulcates. Psilado.

DESCRIPCIÓN: Nodusulcátes. Grano con forma ecuatorial ojival; presenta un sulco muy amplio, fusiforme, el cual se extiende hasta los extremos; en la parte media alcanza su mayor anchura de 10 micras. Su exina es psilada. Su eje mayor mide 56.2 micras y el menor 22.5 micras. Su relación longitud-amplitud es de 2.5 micras. Su coloración es café rojiza oscura.

DISCUSIÓN: Cornet y Traverse (1975), la definieron de la siguiente manera: "Grano de polen monosulcado, fusiforme o elíptico. En vista polar presenta una compresión longitudinal; las extremidades, generalmente son puntiagudas, ocasionalmente redondeadas; sus márgenes, frecuentemente plegados en toda la longitud del grano. Ocasionalmente, un extremo del sulcus está expandido y abierto; raramente, ambos extremos del sulcus están expandidos. Infrecuentemente, los granos se presentan comprimidos, con el sulco profundizado ampliamente en el polo distal; tales granos frecuentemente presentan terminaciones en punta aguda. Labios sin desarrollar, aunque ocasionalmente los márgenes del sulcus están engrosados. Exina simple 0.5-0.7 micras de espesor. Tamaños promedios (en 21 especímenes): aa-31 micras de longitud (promedio = 27 micras); 9-6 micras de amplitud (promedio=13 micras). Relación de longitud-amplitud: 1:1.8-1:3.0 (promedio= 1:2.1) Indudablemente, los tamaños son muy dispares, aunque casi coincide con todas las demás características morfológicas, sin embargo se le considera, por tanto, como cf. a la especie C. durbamensis Cornet y Traverse, 1975.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Nivel en la parte central de la Formación Cuarcítica Cualac.



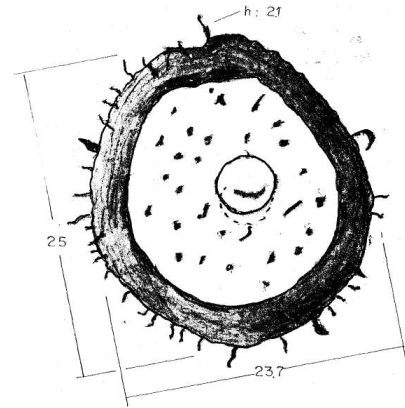
RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Rhetiense - Liásico: Este de E.U., Grupo Newark. Cornet y Traverse, 1975.

FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC.

MP-21 (2) T. K. No. 19; 63x, bosquejo 77 (sin foto).
INCERTAE SEDIS - P. Afinidad desconocida.

DESCRIPCIÓN: Grano con contorno ovoidal. Presenta un poro central de 4.91 micras de diámetro. En la periferia del grano hay un engrasamiento de su capa externa, con un grosor de 2.63 micras. Su superficie externa presenta proyecciones a manera de cintas cortas (2.1 micras de longitud) espaciadas escasamente en toda la superficie del grano (se contaron 34 elementos en la periferia). Las dimensiones del grano son 23.7 x 25 micras.



DISCUSIÓN: Por las características morfológicas que presenta el espécimen estudiado, se podría pensar en que se trate de un grano de polen rimulado; sin embargo, por la ornamentación; no existe en la bibliografía consultada por el presente autor, algo semejante a él.

También se podría pensar en que se trate de una acritarca, pero, ellas no presentan poro. Por lo tanto este espécimen queda con afinidad incierta.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel en la parte central de la Formación Cuarcítica Cualac.

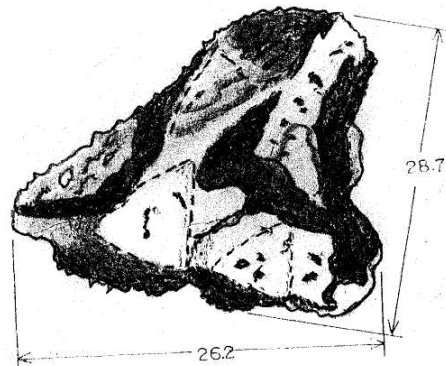
FORMACIÓN CUARCÍTICA CUALAC

MP-21B (2) T.K. No. 27; 100x, bosquejo 83 (sin foto).

MP-22 (2) T.K. No. 18; 100x, bosquejo 87 (sin foto).

NOMENCLATURA TAXONÓMICA

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: D-espinada a equinada.
Género: Espinonudutriletes.
Especie: spinotruncatus.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Lophotriletes (Naumova) Potonié y Kremp, 1954.

Especie: Indefinida.

DIAGNOSIS: Espora trilete triangular, de pequeño tamaño. Ornamentación espina-truncada.

DESCRIPCIÓN: Nudutriletes. Contorno triangular con vértices variables uno anguloso y dos amplios, pero todos redondeados; los lados interradales varían de rectos a cóncavos. La marca trilete está mal representada, ya que la ocultan pliegues de la exina. La ornamentación también varía de espinada a equinada, con las primeras muy cortas (1.9 micras de alto y 0.8 de base). Su diámetro es de 38 micras. Su coloración varía de café rojiza oscura a clara.

Con respecto al otro espécimen bosquejado: presenta el mismo contorno: en perfil, la ornamentación es microespinada; en planta se observan estructuras anastomosadas. Las lesuras están deformadas. Su diámetro es de 36 micras.

DISCUSIÓN: Ery Akyol (1967) presentan 3 especímenes muy semejantes con el estudiado, como Lophotriletes commissurales (Kos), R. Potonié y Kremp, 1954, pero no dan su descripción. Kieser y Jain (1968), presentan a un espécimen semejante al estudiado, al cual sólo le dan el rango de género, y lo describen de la siguiente manera: "Espora trilete y triangular, 36 micras, rayos bien desarrollados, extendiéndose hasta el margen ecuatorial. Las comisuras son distintivas. Exina 2 micras de espesor con ornamentación equinada, con conos truncados de 1 micra de tamaño, densamente ornamentada.

Como se ve, las semejanzas son notables, sin embargo debido a la ausencia de nitidez de la marca trilete en los especímenes estudiados, no se puede asegurar su afinidad por lo tanto, sólo se les considerará a nivel de género.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pérmico-Triásico Tardío: Libia (NW), Pozos AI-61 y KI-23. Kieser y Jain (1968). Pérmico - Temprano: Turquía, Sariz (Kayseri) en Pamucak Yaylasi Erol Ekyol (1967).

FORMACIÓN CONGLOMERADO PRIETO

MP-16B (1) T. U. No. 23; Lámina XII: 40x. foto 7; 63x. foto 8; 100x fotos 9 y 10 (sin bosquejo).

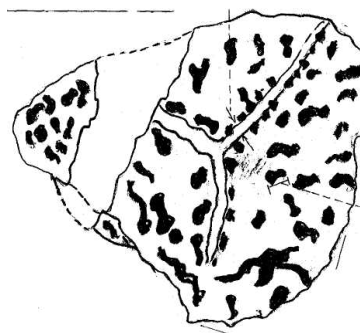
MP- 16B (1) I. K. No. 55; 100x, bosquejo 32 (sin foto)

MP-16B (1) T. K. No. 55"; 100x, bosquejo 32-A (sin foto)

MP-22 (2) T. U. No. 5; bosquejo 88 (sin foto); Fm. Cuarcítica Cualac.

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA.

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: D- equinada a espinada.
Género: Apiculatinudutriletes.
Especie: equinoespinulatus.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Apiculatisporites Potonié y Kremp, 1956.

DIAGNOSIS: Monadosporites, apiculatinudutriletes, triplanar, contorno subsférico a subtriangular. Equinada-espinada.

DESCRIPCIÓN: Equinudutriletes, triplanar de contorno subtriangular, con dos vértices subagudos redondeados y uno amplio y redondeado; los lados interradales varían de rectos a convexos. De la marca trilete sólo se observa una lesura, la cual casi llega al ápice, las dos restantes están ocultas por engrasamientos de la exina. Esta, presenta una ornamentación que varía entre equinada y

espinada. Las equinas son cortas y de base ancha (1.46 micras de altura y 2.9 de base); algunas se presentan truncadas y con base muy amplia (6.8 micras de base y 1.95 micras de altura); su distribución es escasa; se contaron 17 elementos sobre la periferia del contorno. Su diámetro es de 44 micras. El espesor de la exina es de 1.96 micras. Los diámetros de los especímenes bosquejados son: 40 y 63 micras, respectivamente.

DISCUSIÓN: Backhouse, 1990, observó 8 especímenes, de los cuales describe sus características más relevantes: "Espora radial, trilete, forma subeireular a oval. Lesuras indistintivas, 1/2 o 2/3 del radio ecuatorial, una lesura se puede considerar como más corta. Exina con 1 micra de grosor escultradas con espinas cónicas, finas y escasas, 1 micra o menos en longitud, espaciadas 0.5 o menos. Dimensiones en 8 especímenes: 22 (33) 38.

En la mayoría de las características coincide el espécimen estudiado con el género Apiculatisporites, por lo cual se le asigna dicha afinidad.

Rueda Gaxiola et al. (1989) indican que: "Apiculatisporites se asemeja con Anapiculatisporites y Acanthotriletes en el tipo de ornamentación; y con Schopfites en que la cara proximal es más o menos lisa".

En efecto, como se ve, parece que no hay una característica morfológica que pueda considerarse para poder diferenciar y lograr llegar al rango de especie; quizás, este pueda ser, por ejemplo, el número de espinas contado en la periferia.

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel central de la Formación Conglomerado Prieto y nivel en la parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pérmico Temprano: George R. Hart, 1969.

Jurásico Temprano - Medio.

(Toarciense-Aalenense): NE de México; Formación Rosario, Pozo Tamelul-101; Rueda Gaxiola et al. 1990.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC

MP-22A (2) T. K., No. 31; 100x, bosquejo 94 (sin foto)

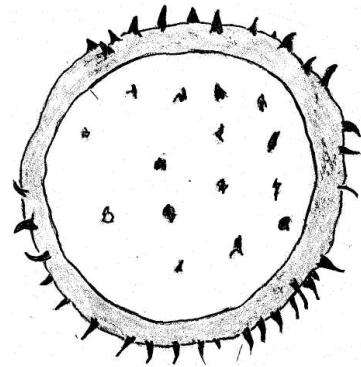
NOMENCLATURA BOTÁNICA

Grupo Acritarcha, Evitt, 1963.

Subgrupo: Acanthomorphae Downie, Evitt y Sarjeant, 1963.

Género: Baltisphaeridium Elisemack Wall, 1958.

Especie: Baltisphaeridium micropunctatum Wall, 1965



DESCRIPCIÓN: Acritarca esférica sin abertura germinal. En vista frontal presenta un engrasamiento marginal de 1.37 micras. La ornamentación es espinada escasa (se contaron 34 elementos en el contorno y 15 en vista frontal), la altura de una espina mide 1.25 micras. Su diámetro es de 15 micras. Su coloración es café rojiza clara.

DISCUSIÓN: David Wall (1965) describe a esta especie de la siguiente manera: "testa esférica a ovoidal, con numerosas proyecciones (1 a 4 micras de longitud); entre 30 y 50 elementos visibles en el margen de la periferia en sección óptica; estas proyecciones se presentan en forma variable: simples, decapitadas, bifurcadas y, algunas veces, con una forma cilíndrica. El espesor de la pared no excede las dos micras".

POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel en la parte superior de la Formación Cuarcítica

Cualac.

RANGOS GEOCRONOLOGICOS:

Sinemuriano-Temprano: Inglaterra, Lincolnshire y Carixian.

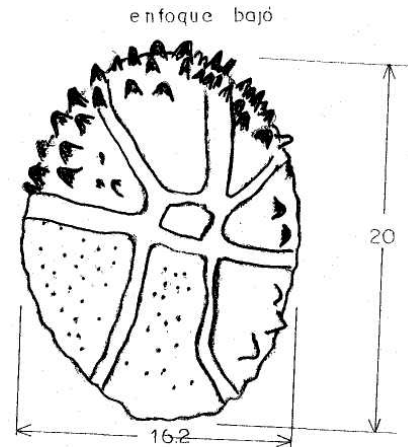
Domeriano Temprano: Inglaterra, Dorset y Yorkshire in David Wall 1965. Liásico de Inglaterra, Sur de Wales: David Wall, 1965.

FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-22A (2) T. K. No. 23; 100x, bosquejo 93 (sin foto).

Quiste de dinoflagelado-2.

DESCRIPCIÓN: Contorno elíptico. Presenta 4 placas pre-cingulares (o antiapicales), al centro una pequeña placa pre-cingular de forma pentagonal. No se observa el arqueophylo. La ornamentación consiste de espinas, robustas, cortas y romas, algunas truncadas hasta su base. La altura de una espina completa tiene una miera; el ancho del cíngulum es de 1.25 micras. Su eje mayor mide 20 micras y su eje menor 16.2 micras. Su coloración es café clara.



POSICIÓN ESTRATIGRAFICA: Nivel en la parte superior de la formación cuarcítica cualac.

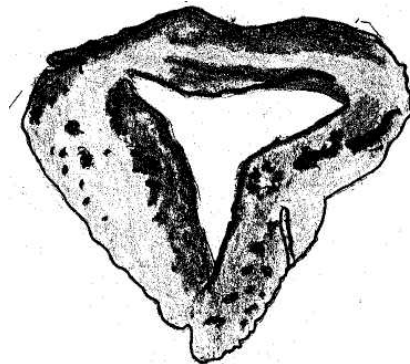


FORMACIÓN CUARCITICA CUALAC.

MP-23(1) T.U. No. 11; 100x, bosquejo 101 (sin foto).

NOMENCLATURA PARATAXONOMICA

Grupo: Sporites.
Subgrupo: Monadosporites.
Superdivisión: Triletes.
División: Nudutriletes.
Serie: D-equinada.
Género: Equinanudutriletes.
Especie: Equinanudutriletes foliatus.



NOMENCLATURA BOTÁNICA.

Género: Leiotriletes (Naumova, 1939) (Ischenko, 1952)

Potonié y Kremp, 1954.

Especie: Leiotriletes sp.

DIAGNOSIS: Contorno triangular a subtriangular; ápices redondeados puntiagudos o muy amplios redondeados. Lados interradales convexos. La marca trilete puede variar en su presentación: lesuras rectas alcanzando los ápices con prominentes labios arriba de 8 micras de amplitud, o rayos estrechos extendiéndose hasta el ecuador o sólo llegar a la mitad del radio ecuatorial y que sean abiertas. La exina es psilada.

El diámetro también es variable: en un caso 37(48) 54 micras y en otro, 50-60 micras (Stapleton, 1964 y KieseryJain, 1974).

Es decir, que para el género, el rango del diámetro es de 37 a 60 micras.

Por lo anterior, se determina que, el espécimen estudiado es afín con el género Leiotriletes, con la salvedad de que, su ornamentación ligeramente equinada, es la diferencia con los demás géneros, aunque hay algunos especímenes que presentan un infrapunteado (Rueda Gaxiola et al. 1990).

DESCRIPCIÓN: Nudotriletes. Contorno triangular, con dos vértices redondeados amplios y uno estrecho y agudo. La marca trilete presenta sus lesuras abiertas en forma de folios, casi formando una figura triangular; sus longitudes son: 6.7, 7.5 y 11.2 micras. Tanto en perfil como en planta, la ornamentación es equinada, aunque escasa, forma algunas estructuras anastomosadas. Su diámetro mide 50 micras. Su coloración varía de café rojiza oscura a café amarillenta.

DISCUSIÓN: El espécimen estudiado se determinó a nivel genérico, debido que, a nivel específico, la variedad de rasgos morfológicos es alto. Así, Stapleton (1964) define la especie Leiotriletes etoshae n. sp. de la siguiente manera: "Forma triangular, ápices redondeados a puntiagudos; lados convexos laevigate; lesuras rectas extendiéndose hasta los ápices con pliegues como labios arriba de 8 micras de amplitud, con dimensiones: 37 (48) 54 (en 10 especímenes)".

Kieser y Jain, 1974, para Leiotriletes adnatoides: "Espora trilete, contorno subtriangular, 50-60 micras; ápices muy amplios y redondeados, margen interapical convexo, lesuras estrechas, extendiéndose hasta el ecuador Exina 1-1.5 micras de espesor; laevigata".

Rueda Gaxiola et al., 1990 a nivel genérico; "Monadosporites, heteropolar, radial. Diámetro ecuatorial de 39.2 micras. Marca trilete con una longitud de 3/4 del radio ecuatorial; lesuras rectas y abiertas. Exina lisa a ligeramente infrapunteada de 0.8 micras de grosor. Perímetro ecuatorial, con vértices redondeados. Área interr radial recta a ligeramente cóncava.

Como se vé, no hay un rango estrecho en cuanto a los rasgos morfológicos en las especies. Por esta razón, al espécimen estudiado se le confirió el rango a nivel de género.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA: Ultimo nivel superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS:

Pérmico - Triásico: Libia, Tilita Dwyka, Pozo Strat Test No. 1, Norte de Etosha Pan. R. P. Stapleton, 1964. Pérmico - Triásico: Libia, Pozos: A1-61 y K1-23, NW de Libia (SW de Trípoli). KieseryJain, 1974.

Jurásico Temprano - Medio.

(Toarciense - Bathonense): NE de México; Formación Rosario, Pozo Camaitlán-2. Rueda et al., 1990.

GRUPO INCERTAE SEDIS A-H

Se trata de uno de los palinomorfos más conspicuos y ubicuos de todos los estudiados. Su forma, tamaño y tipo de ornamentación (perforaciones, báculos, espinas, cintas, etc.), son altamente variables a través de toda la secuencia. Además se encuentran en casi todos los niveles estratigráficos estudiados, abarcando su posición estratigráfica a las formaciones Conglomerado Prieto y Cuarcítica Cualac.

Las características comunes a todos son: su forma casi esférica, su casi ausencia de aberturas y sus coloraciones café rojiza oscura en su área central y café rojiza clara en la marginal. En la Tabla 13 se muestra su abundancia a través de toda la secuencia.

El Dr. Rueda Gaxiola J., en 1972, encontró a algunos de estos especímenes en las rocas sedimentarias de las formaciones Huayacocotla, en la Cuenca de Huayacocotla y Rosario en la de Tampico-Tuxpan, al NE del País. En dicho estudio, el Dr. Rueda Gaxiola encontró a algunos de ellos dentro de quistes de dinoflagelados en la Formación Rosario. Este hecho los convierte en magníficos indicadores de medios de depósito marino, con gran influencia marginal.

Debido a su ya mencionada alta variabilidad en su ornamentación, se han reunido en diferentes conjuntos, los cuales se describen a continuación, en el orden de aparición ascendente estratigráficamente:

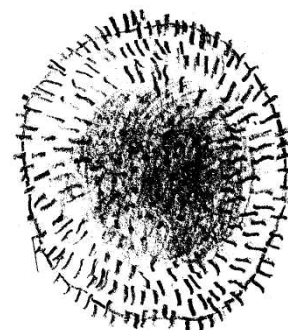
Incertae Sedis-A

MP-15 (1) T.U., No. 13; bosquejo 16-A (sin foto)

MP-16 (1) T. K.; Nos. 13 y 20 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: Su ornamentación consiste de báculos de aproximadamente una micra de altura, distribuidos en toda su superficie, aunque de baja densidad (se contaron 35 báculos en la periferia). Su diámetro mide 15 micras, aunque en el otro espécimen bosquejado mide 13.5 micras.

DISTRIBUCIÓN: Se encontró únicamente en las muestras basales de la Formación Conglomerado Prieto.



Incertae Sedis-B

MP-16 (1) T. U, No. 1; 63x, bosquejo 23 (sin foto)

MP-16 (1) T. U., No.28; 40x, Lámina VIII, foto 6

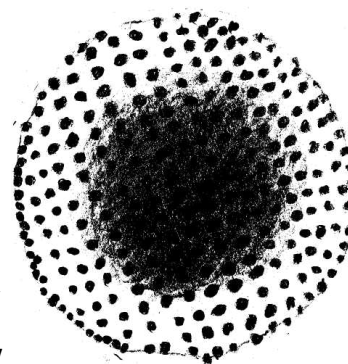
MP-16 B (2) T. K., No.48; 100x, Lámina IX, foto 1

MP-21 A (2) T. U., o. 1; 100x, bosquejo 82 (sin foto)

MP-22 A (2) T. K., No. 6; 100x, bosquejo 92 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: Su ornamentación consiste en una serie de elementos microcirculares, perforaciones en arreglos lineales, dando el aspecto de microporos de menos de una micra de diámetro, siendo éstos de: 28 a 31 micras; 13.3 micras; 22.5 micras, 26.2 micras a 27 micras y 28.7 a 31.2 micras.

DISTRIBUCIÓN: Parte central de la Formación Conglomerado Prieto y parte central de la cuarcítica cualac



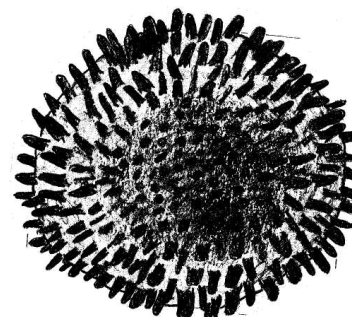
Incertae Sedis-C

MP-16 (2) T. K., No 6; 100x, bosquejo 20 (sin foto)

MP-17 (1) T. K., No. 20; 63x, bosquejo 45 (sin foto)

MP-22 (2) T. U., No6, 100x, bosquejo 89 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: La ornamentación está constituida por báculos, por lo general, robustos, y de base ligeramente mas amplia, aunque algunos de ellos, son prácticamente de tipo clavado; por lo general, su densidad de distribución es alta (55 elementos en la



periferia); de 3.2 micras de altura.

Con respecto a la abertura que presenta el espécimen del bosquejo 45, esta es de contorno casi paralelo a la del cuerpo a la manera de un "boquete", las dimensiones de este son; 18x14 micras. Los diámetros de los tres especímenes afines son 35, 18 y 20 micras.

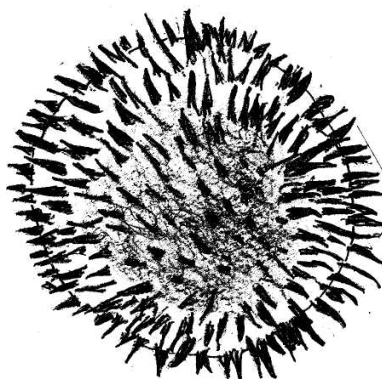
DISTRIBUCIÓN: Parte media y superior de la Formación Conglomerado Prieto y parte superior de la Cuarcítica Cualac.

Incertae Sedis-D

MP-20 A (1) T. U., No.8; 100x, bosquejo 76 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: Este espécimen muestra, como ornamentación, proyecciones a manera de espinas largas y puntiagudas, presentan una altura de 1.8 micras. Su distribución es densa (76 elementos en su periferia). Su diámetro mide 16.2 micras.

DISTRIBUCIÓN: Nivel central de la Formación Cuarcítica Cualac.

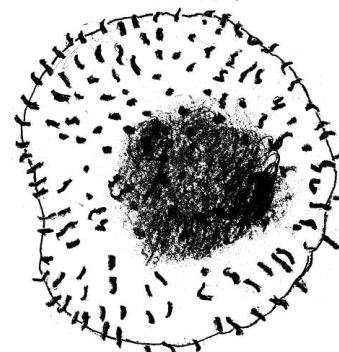


Incertae Sedis-E

MP-21 (2) T. K., No. 30; 100x, bosquejo 78 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: Forma subsférica, inaperurado; su ornamentación consiste de elementos a manera de cintas de 6.7 micras de largo, habiendo mas cortas, todas rizadas. Su distribución es escasa (36 en la periferia). Sus diámetros son: 21.2 a 22.5 micras.

DISTRIBUCIÓN: Nivel central de la Formación Cuarcítica Cualac.

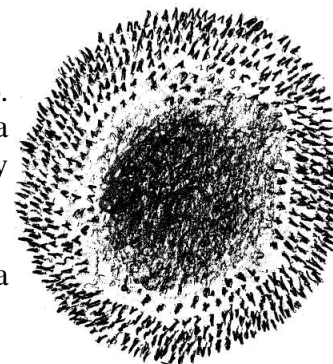


Incertae Sedis-F

MP-21 (1) T.U., No. 4; 100x, bosquejo 80 (sin foro)

DESCRIPCIÓN: Palinomorfo subsferico, inapeturado. Ornamentación representada por un conjunto denso (120 en la periferia) de pequeñas espinas de 3.9 micras de altura y puntiagudas. El diámetro varía de 17.5 a 20 micras.

DISTRIBUCIÓN: Solo se encuentra en el nivel central de la Formación Cuarcítica Cualac.

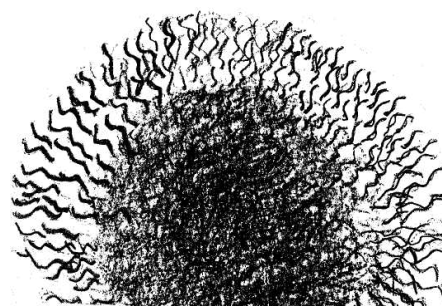


Incertae Sedis -]

MP-22 A (1) T.K., No 16; 100x, bosquejo 91 (sin foto)

DESCRIPCIÓN: Palinomorfo esférico, inaperturado. Su ornamentación consiste de elementos a manera de cintas muy delgadas y largas con una altura aproximada de 4.6 micras. Su diámetro es de 16.2 micras.

DISTRIBUCIÓN: Parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

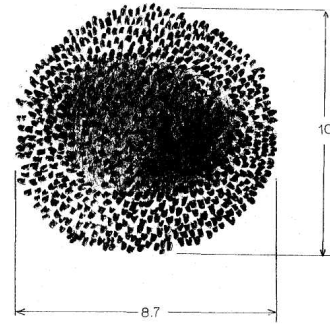


Incertae Sedis-H

MP-22 A (1) T.U., No. 14; 100x, bosquejo 96 (sin foto)

MP-22 B (1) T.U., No. 8; 100x, bosquejo 98 (sin foto).

DESCRIPCIÓN: La forma varia de esférica (bosquejo 96) a semiesférica. La ornamentación es de tipo baculada y cubre densamente al cuerpo; su tamaño es casi uniforme (1.2 micras). En el bosquejo 98, los báculos son ligeramente mas pequeños (1 micra aproximadamente), aunque con la misma densidad que en otro espécimen. Las medidas de sus diámetros son respectivamente: 30 y 35 micras y 10 y 8.7 micras.



DISTRIBUCIÓN: Parte superior de la Formación Cuarcítica Cualac.

RANGOS GEOCRONOLÓGICOS

SINEMURIENSE-PLIENSBACHIENSE, en la Formación Huayacocotla

TOARCIENSE-AALENIENSE, en la Formación Rosario (del NE del País)

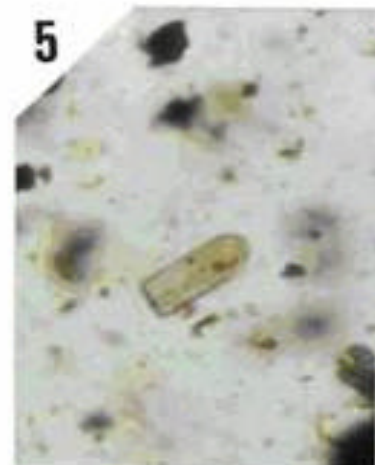
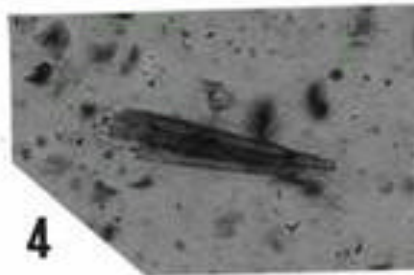
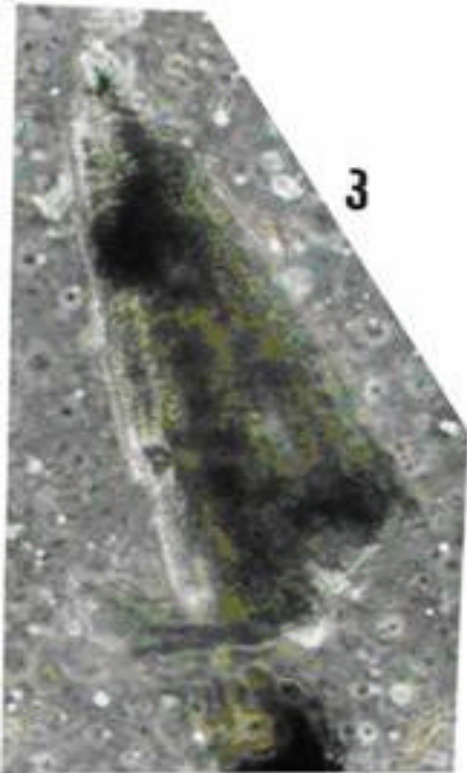
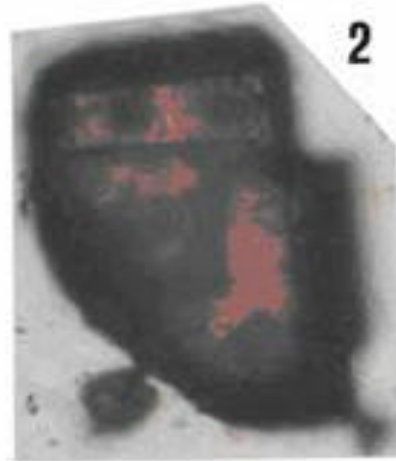
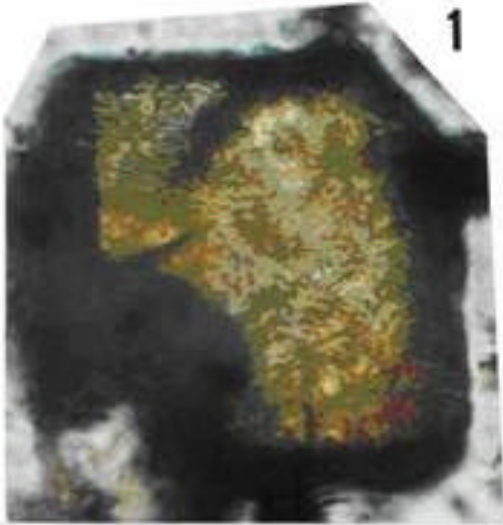
Por tanto, la Edad de este grupo de Incertae Sedis (A-H) es Jurásica Temprana (Liásica)

LAMINA I

ANATASA:
ACTINOLITA
APATITA

FOTOS 1 Y 2.
FOTOS 3 Y 4.
FOTO 5.

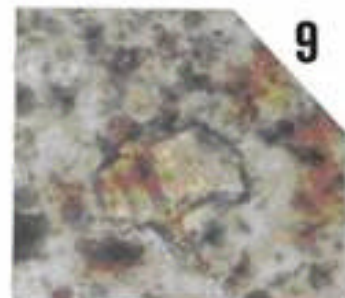
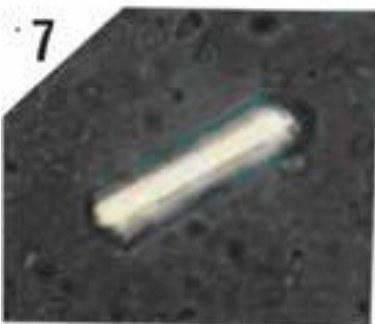
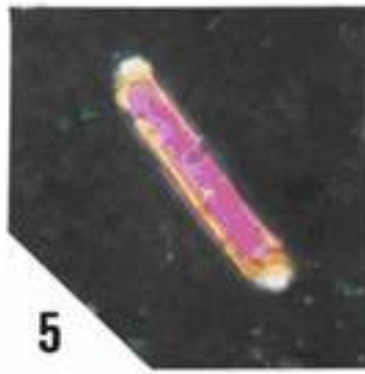
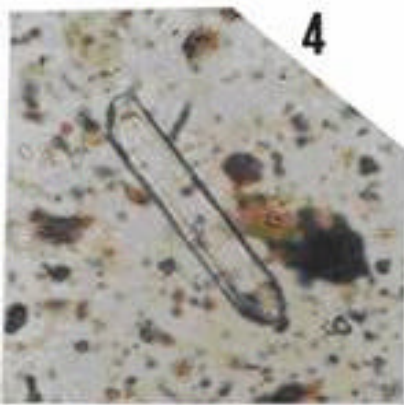
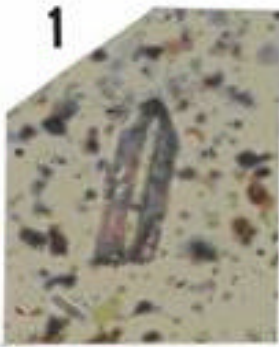
LAMINA I



LAMINA II

APATITA: Fotos 1, 2, 3 y 6
TURMALINA: Fotos 4, 5, 7, 8 y 9

LAMINA II

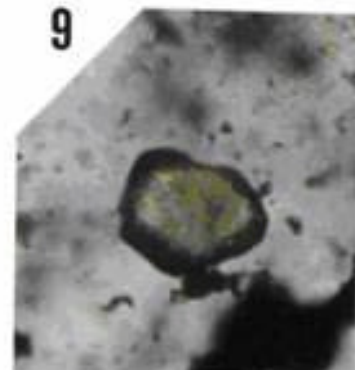
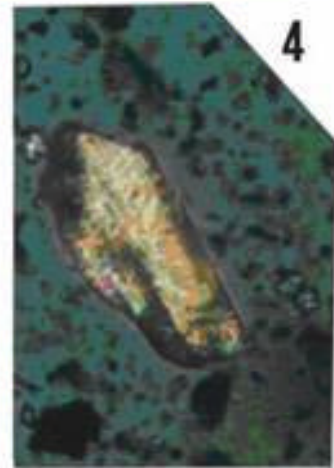
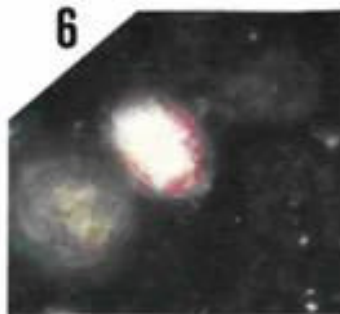
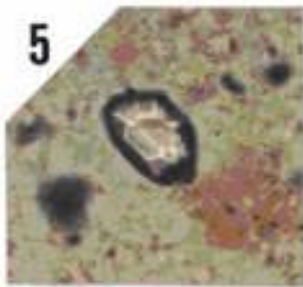
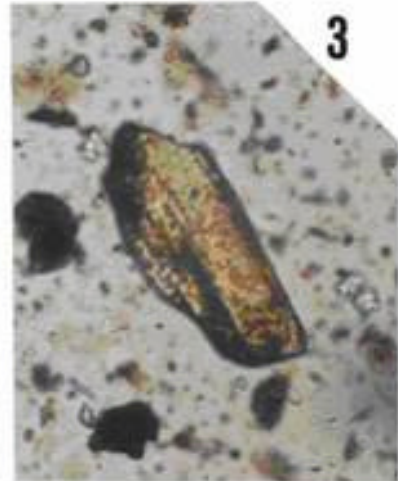
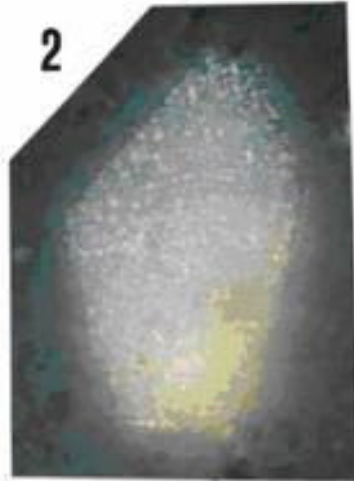


LAMINA III

RUTILO (?):
TURMALINA (?):
ZIRCON:

FOTOS 1 Y 2.
FOTOS 3 Y 4.
FOTOS 5, 6, 7, 8 Y 9.

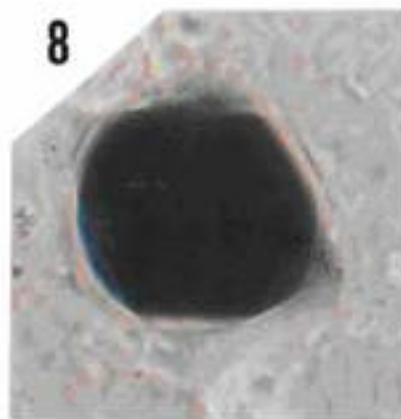
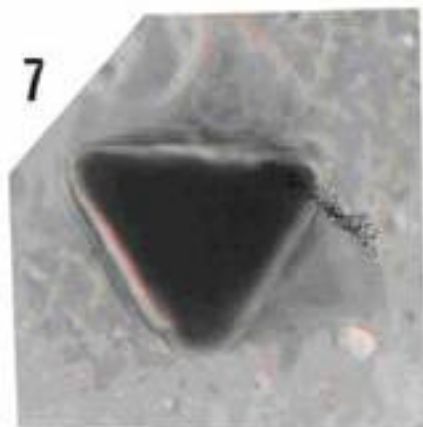
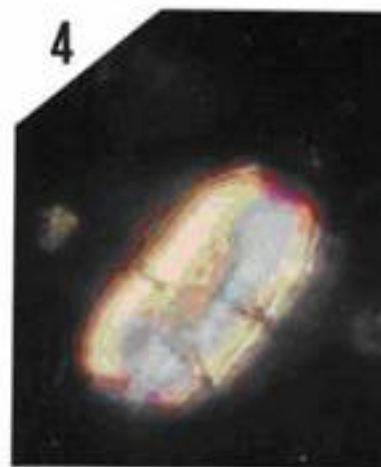
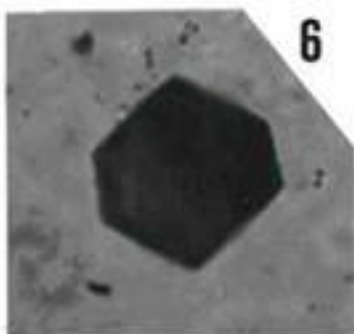
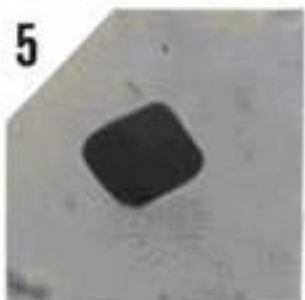
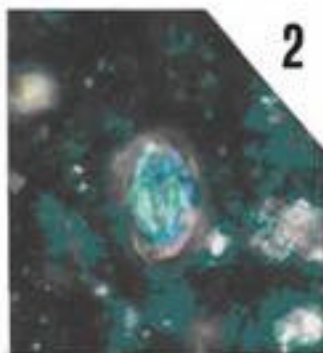
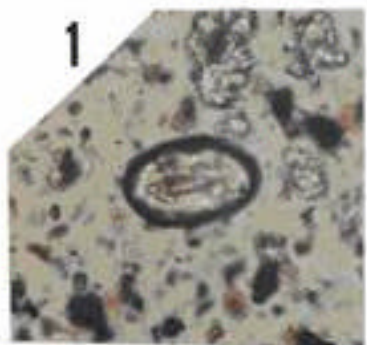
LAMINA III



LAMINA IV

ZIRCON: FOTOS 1 A 4.
PIRITA: FOTOS 5 A 8.

LAMINA IV



LAMINA V

PIRITA:

PIRITA ESFEROIDAL:

ELEMENTOS

DESCONOCIDOS:

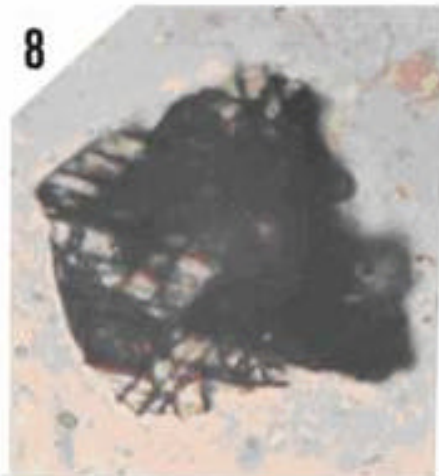
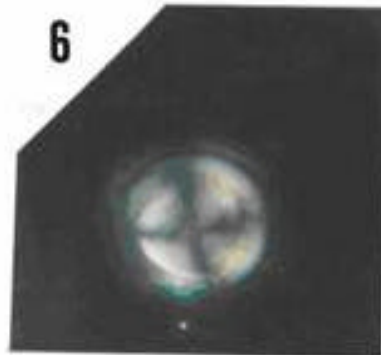
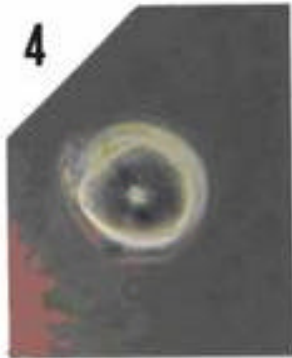
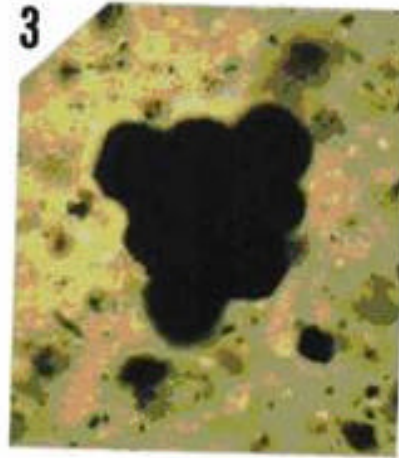
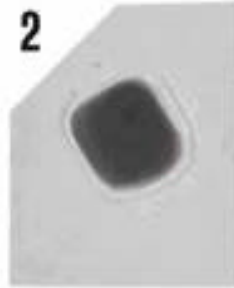
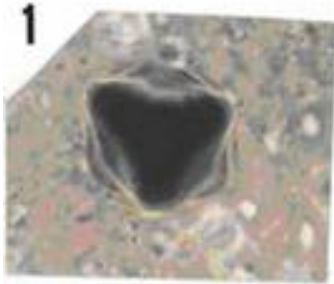
FOTOS 1 Y 2.

FOTO 3.

FOTOS 4, 5, 6 Y 7.

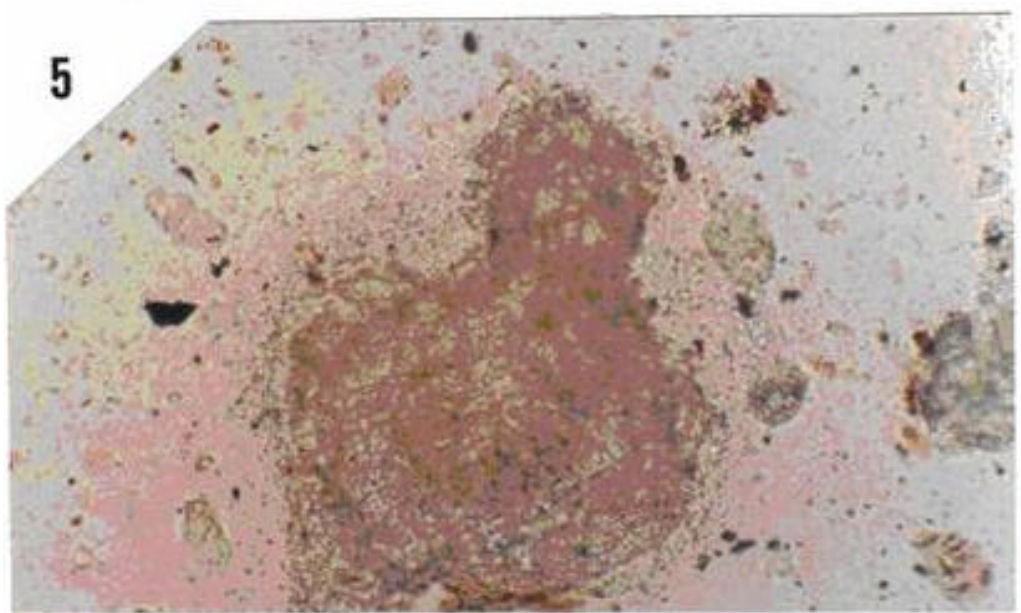
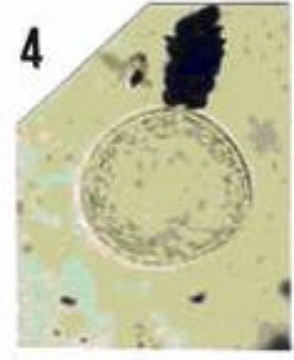
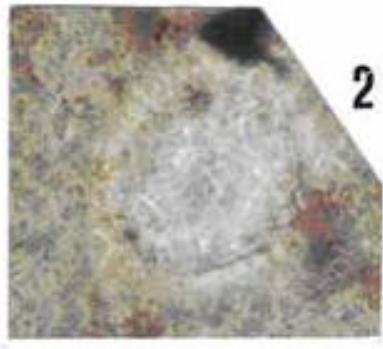
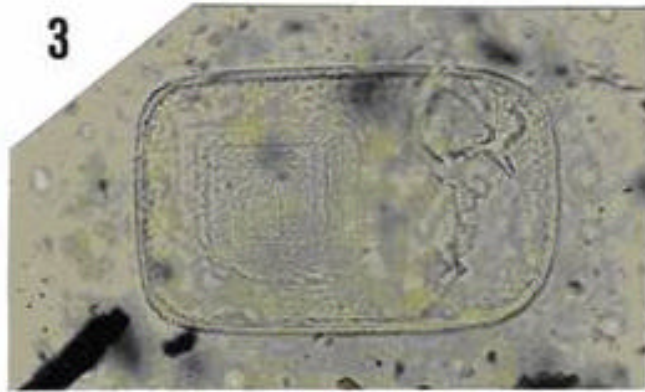
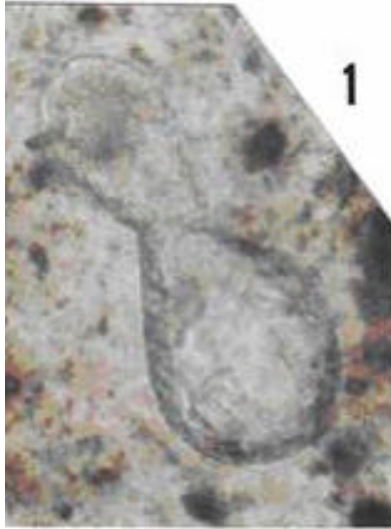
FOTO 8.

LAMINA V



LAMINA VI
CRISTALES DE MEDIOS EVAPORITICOS FOTOS 1 A 5.

LAMINA VI



LAMINA VII

FOTO 1, 100x (sin bosquejo)
Cyathidites australis Couper, 1953
Formación Conglomerado Prieto
M-15 (1) T. K., No. 6: cf. (bosquejos 26. 61 v 60)

FOTOS 2. 3 y 4, 100x(sin bosquejo)
Cyathidites minor Couper, 1953
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (2) T, K, No. 3: cf. (bosquejos 2. 97 y 100)

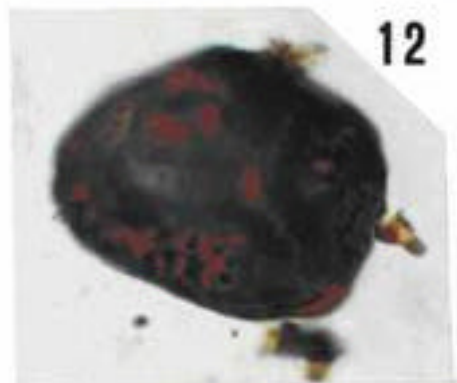
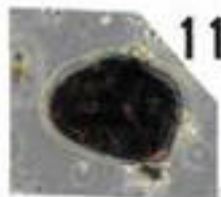
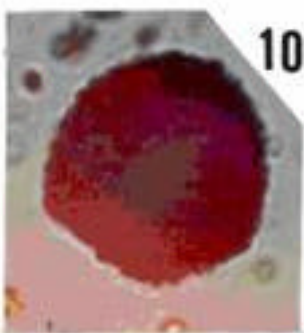
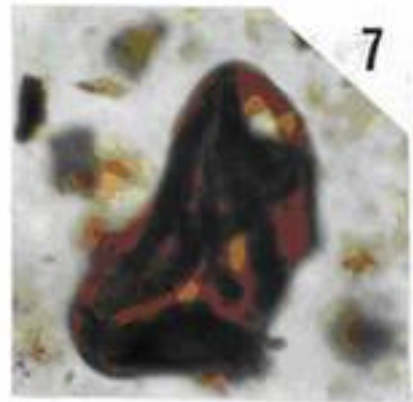
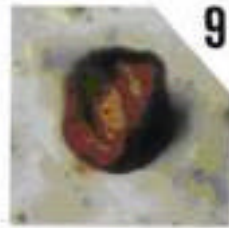
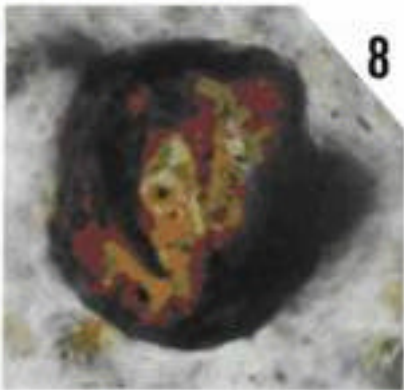
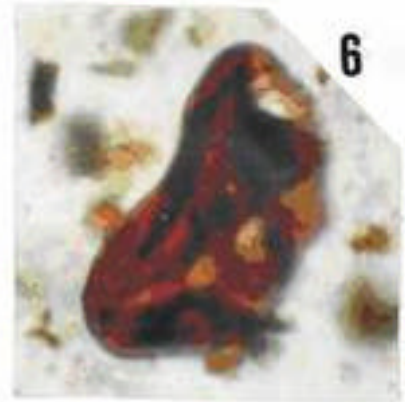
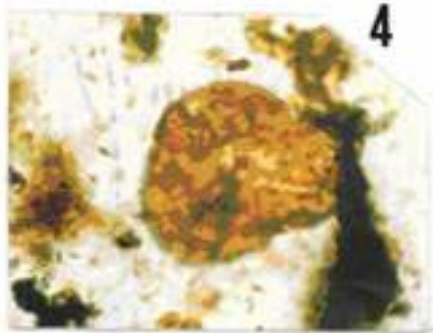
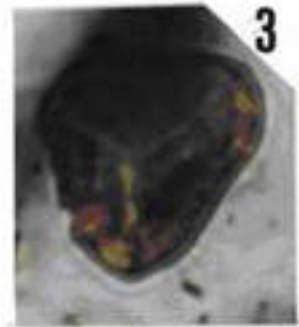
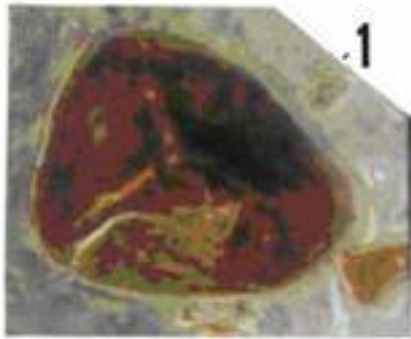
FOTO 5. 63x
FOTO 6 v 7. 100x (sin bosquejo)
Gleicheniidites umbonatus (Bolkhovitina) Shulz in , Dorothy guy-Ohoson, 1986
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (1) T. K., No.23 (sin bosquejo)

FOTO 8, 100x
FOTO 9, 40X
Eucommiidites troedsoni (Erdtmann), Potonié, 1958
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (1) T. K., No. 105 (sin bosquejo)

FOTO 10, 63x Palinomorfo re-depositado
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (1) T. K., No. 49 (sin bosquejo)

FOTO11, 40x
FOTO 12, 100x
Verrucosporites castaneaformis (Dyb. Y Jach. 1957 1 Agrali, 19564
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (2) T. U- No. 23' (bosquejo 17)
MP.18 (2) T.U., No. 31

LAMINA VII



LAMINA VIII

FOTO1, 40x

FOTO 2, 100x, (sin bosquejo)

Duplicisporites (Leschik, 1956 a), Scheuring, 1980

Formación Conglomerado Prieto

MP-15(1) T.K., No106

FOTOS 3 y 4, 100x (sin bosquejo)

Duplicisporites granulatus (Leschik 1956 a) Scheuring, 1980

Formación Conglomerado Prieto

MP-15(1) T. K., No. 106A

FOTO 5, 100x (sin bosquejo)

Converrucosisporites trifoliada n. sp.

Formación Conglomerado Prieto

MP-15(1) T. K.No, 106 MP-16B (1) T. K., No. 52

FOTO 6, 100x

INCERTAE SEDIS-B

Formación Conglomerado Prieto

MP-16 (1) T.U., No. 1

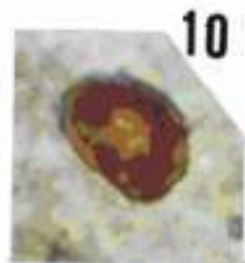
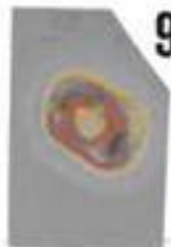
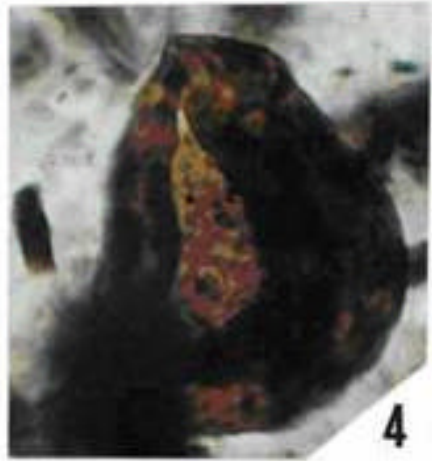
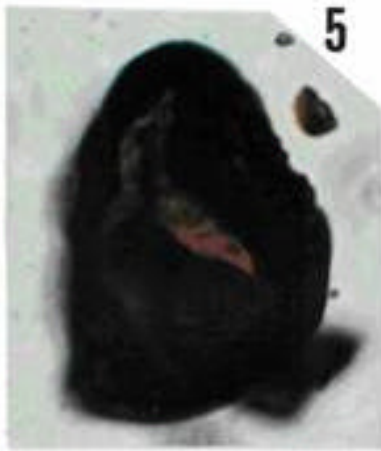
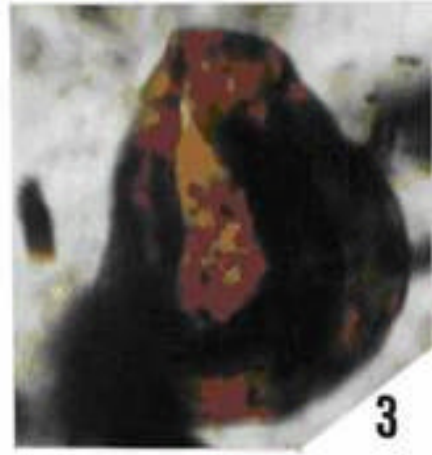
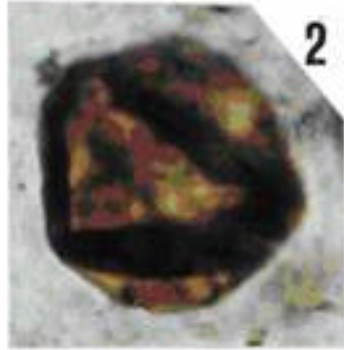
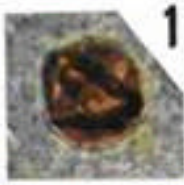
FOTOS 7 a 10, 100x

Traqueidas?

Formación Conglomerado Prieto

MP- 15(2) T. K., No. 10

LAMINA VIII



LAMINA IX

Foto 1, 100x (sin bosquejo)

INCERTAE SEDIS-B

MP-16B (2) T. K. No. 48

Cf. MP-16 (1) T. U. No. 1 (bosquejo 23)

MP-22 A (2) T. K No. 6 (bosquejo 92)

MP-21 A (2) T. U. No. 1 (bosquejo 82)

Foto 2, 65x

Foto 3, 100x

Gnetaceaepollenites chinleana Hart, 1969

Formación Conglomerado Prieto

MP-16 (1) T. K. No. 45 (sin bosquejo)

Foto 4, 100x

Converrucosisporites ovambolandensis Stapleton, 1964, (jn stapleton, 1964)

Formación Conglomerado Prieto MP-16(2) T. K.No. 33

Cf. Lámina X, 63x foto 6; 100x, fotoa 7 y 8

MP-15 (2) T. K. No. 39; 40x, bosquejo 16

Foto 5, 100x

Palinomorfo re-depositado

Formación conglomerado Prieto

Foto 6, 63x (bosquejo 50)

Biretisporites sp. (Delcourt y Spromont) Delcourt, Dettmann y Sprumont, 1963

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K. No. 31; cf. MP-18 (1) T. K. No 59, 63x (bosquejo 58)

Foto 7, 100x (sin bosquejo)

Fragmento de cutícula de alga

Formación Conglomerado Prieto

MP-16 (1) T. K.No. 25

Fotos 8 y 9, 100x

Traqueida?

Formación Conglomerado Prieto

MP-16 (1) T. K.No. 40

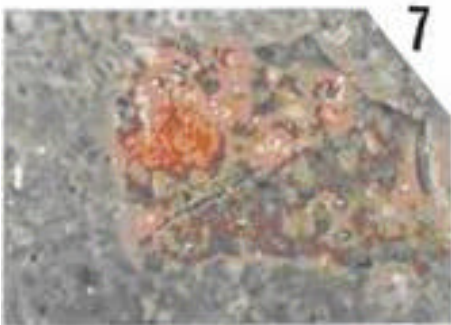
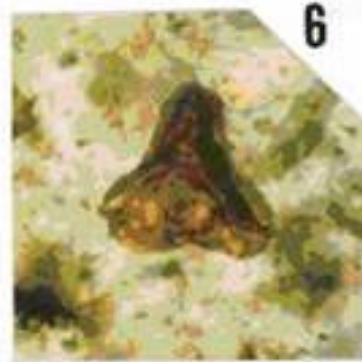
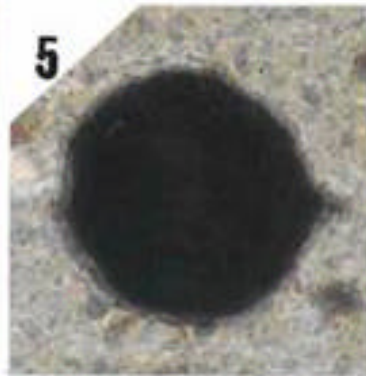
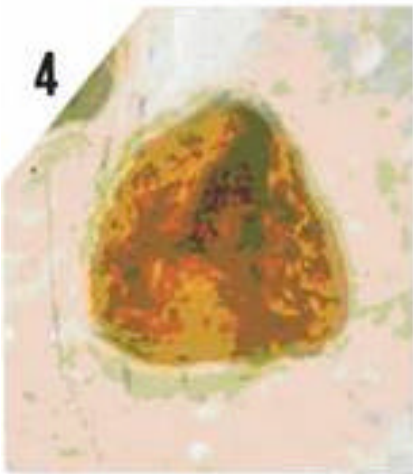
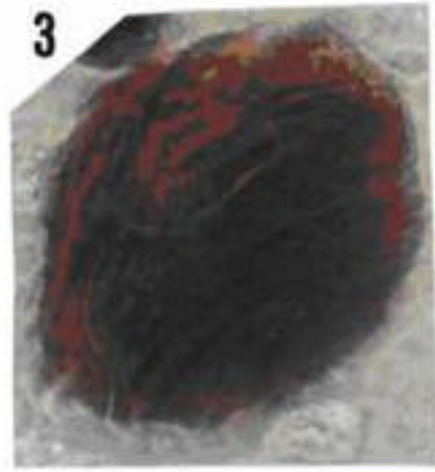
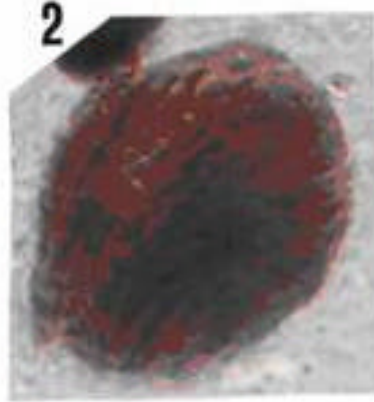
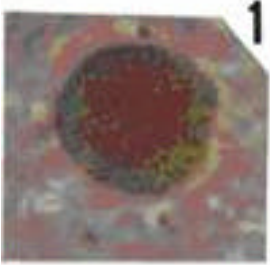
Foto 10, 100x (sin bosquejo)

Elemento algáceo

Formación Conglomerado Prieto

MP-16 (2) T. K.No. 50'

LAMINA IX



LAMINA X

FOTO 1, 63x
FOTO 2, 100x
FOTO 3, 100x

INCERTAE SEDIS-N
Formación Conglomerado Prieto
MP- 16B (1) T. K. No. 63 (bosquejo 34)

FOTO 4, 100x (bosquejo 30)
Converrucosisporites trifoliada n. sp.
Formación Conglomerado Prieto
MP-15 (1) T. K., No. 106 A (bosquejo 30)
MP-16B (1) T. K., No. 52; Lámina VIII, foto 5

FOTO 5, 100x

INCERTAE SEDIS-O
Formación Conglomerado Prieto
MP- 16 B (1) T. K., No. 56 (sin bosquejo)

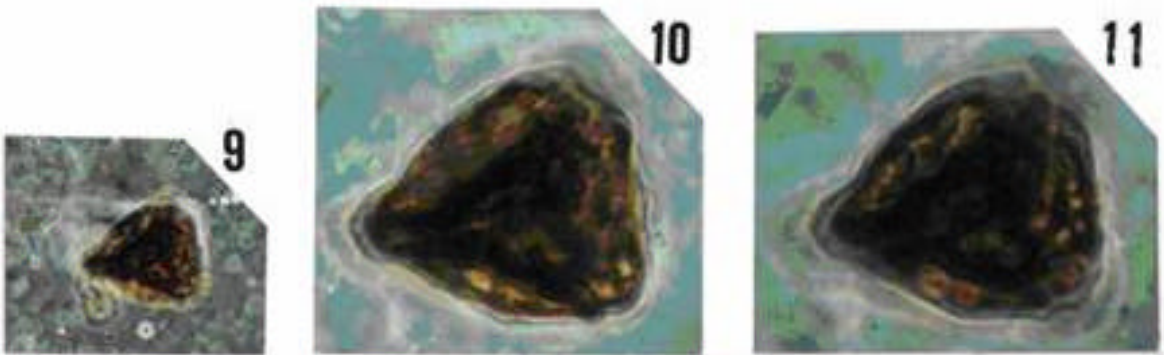
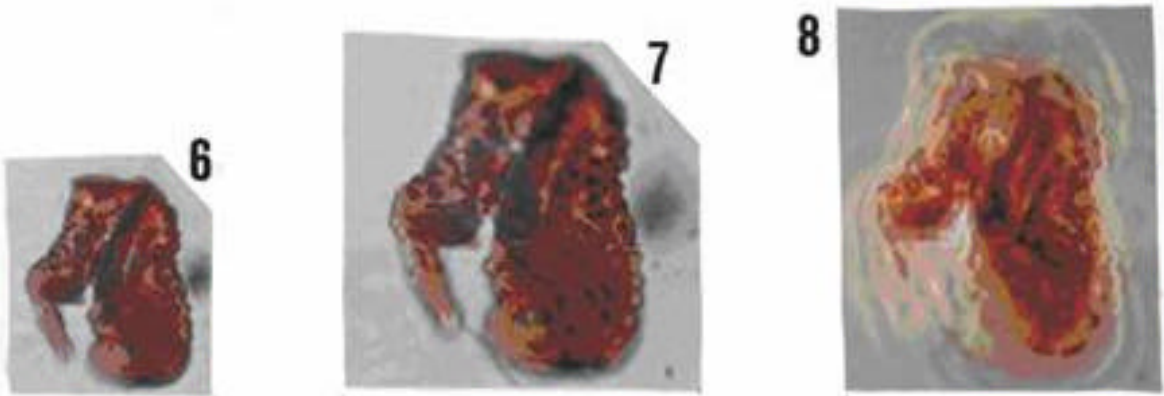
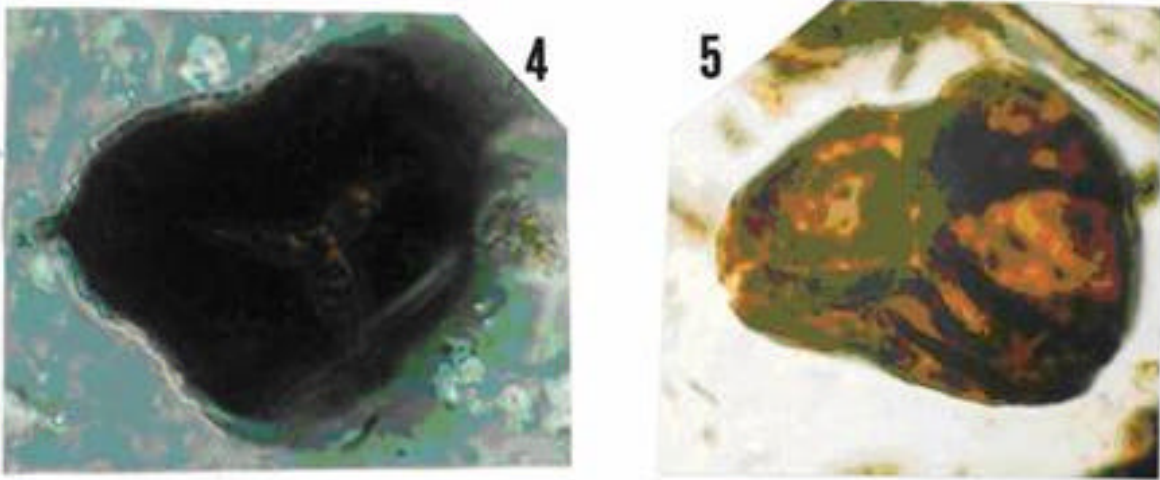
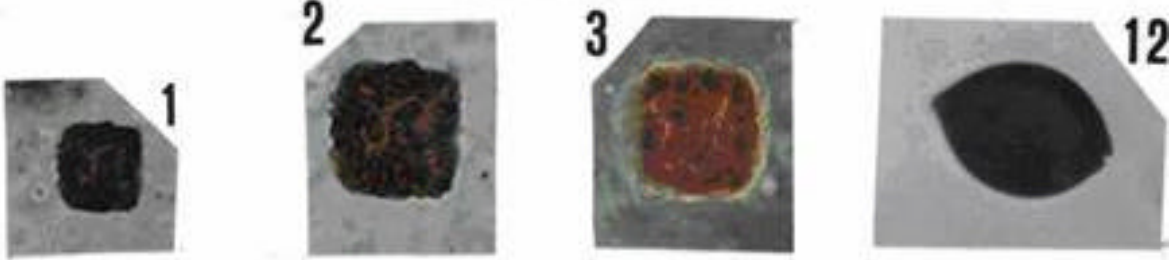
FOTO 6, 63x
FOTOS 7 y 8, 100x

Converrucosisporites ovambolandensis Stapleton, 1964 (in Stapleton, 1964)
Formación Conglomerado Prieto
MP-16 B (1) T. K., No. 77 (sin bosquejo)
Cf. MP-16 8 2 9 T. K., No. 33; Lámina IX foto 4
MP-15 (2) T. K., No. 39 (bosquejo 16)

FOTO 9, 63x
FOTO 10, 100x
FOTO 11, 100x

Palinomorfo no identificado
Formación Conglomerado Prieto
MP-16 B (1) T. U., No. 24 (sin bosquejo)

LAMINA X



LAMINA XI

FOTO 1, 100x

FOTO 9, 40x

Conbaculatisporites mesozoicus Klaus

Formación Conglomerado Prieto

MP- 16B (1) T. K., No. 67 (bosquejo 36)

FOTO 2, 63x

FOTO 3 y 4, 100x

Fragmento de un palinomorfo no identificado.

Formación Conglomerado Prieto

MP- 16 B (2) T. U., No. 26 (sin bosquejo)

FOTO 5, 63x

FOTOS 6 y 7, 100X

Lycopodiumsporites trambauensis Singh, Srivastava y Roy, 1964

Formación Conglomerado Prieto

MP-16B (1) T.K., No. 71

FOTO 8, 100X (bosquejo 23)

INCERTAE SEDIS-B

Formación Conglomerado Prieto

MP-16B (2) T.K., No.20

Cf. Lámina VIII, FOTO 6

MP-16 (1) T. U., No. 1 (bosquejo 23)

MP- 22 A (2) T. K., No. 6 (bosquejo 92)

MP-21 A (2) T. U., No. 1 (bosquejo 82)

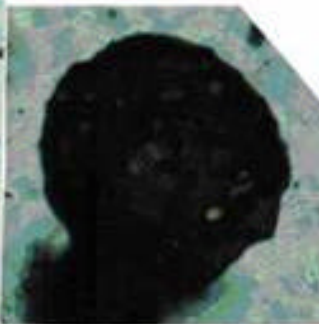
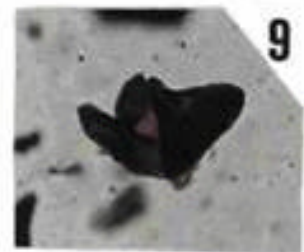
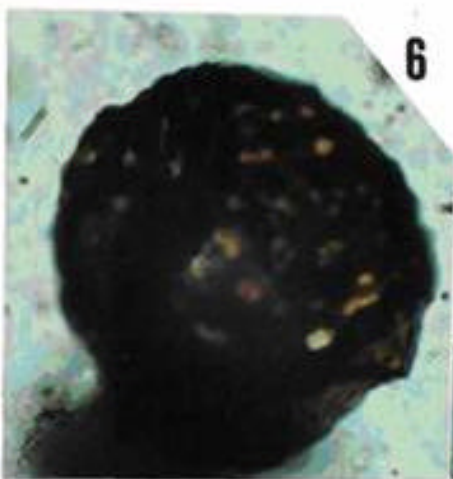
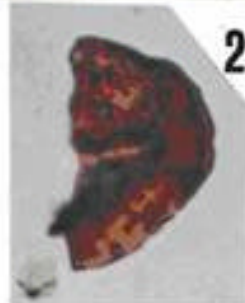
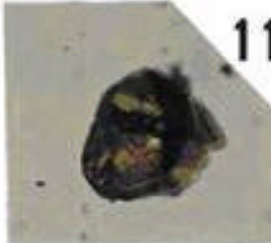
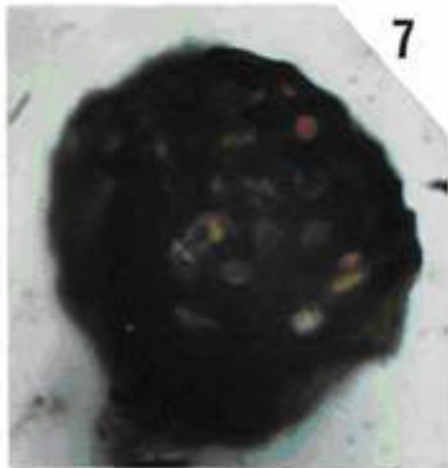
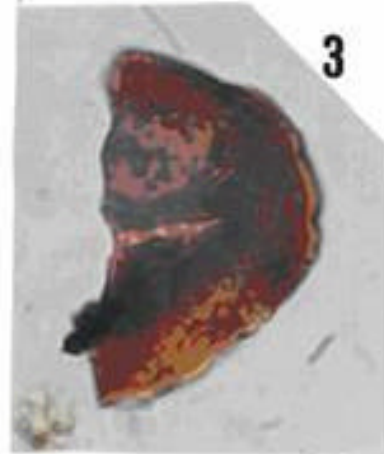
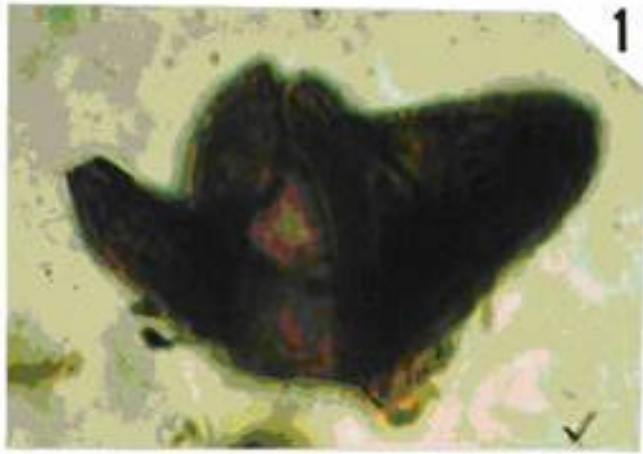
FOTO 10 y 11, 63x

Palinomorfo no identificado

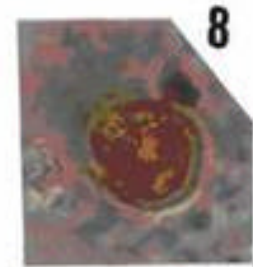
Formación Conglomerado Prieto

MP-16B (2) T. U., No. 22 8 (sin bosquejo)

LAMINA XI



5



LAMINA XII

FOTOS 1,2 y 3, 100x

Granulatisporites granifer Leschik

Formación Conglomerado Prieto
MP-16B (1) T. K., No. 76 (bosquejo 31)

FOTO 4, 63x
FOTOS 5 Y 6, 100X

Dictyophyllidites harrisii Couper, 1958
Formación Conglomerado Prieto
MP-16B (1) T. K., No. 72 (bosquejo 37)

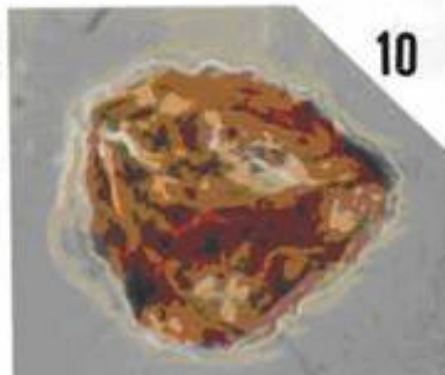
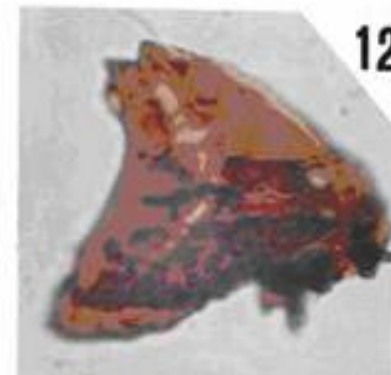
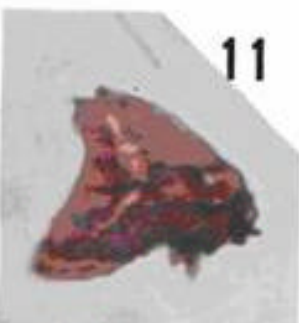
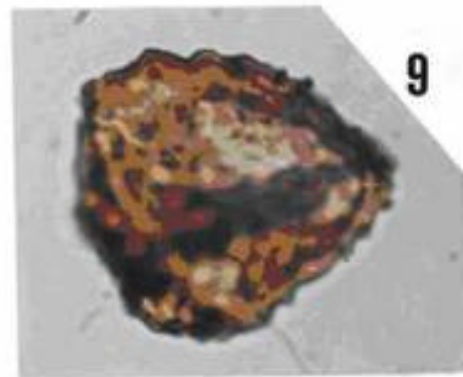
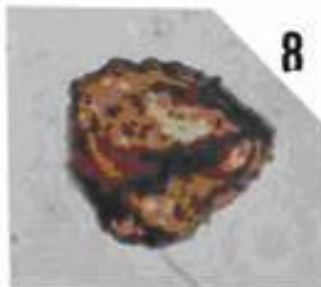
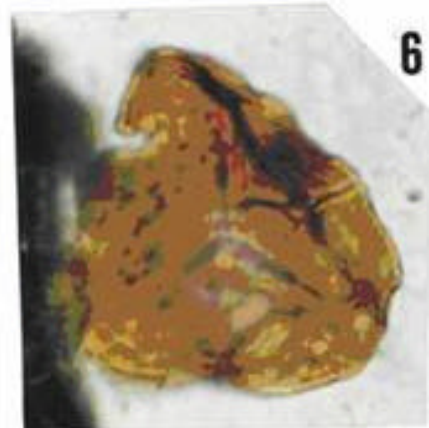
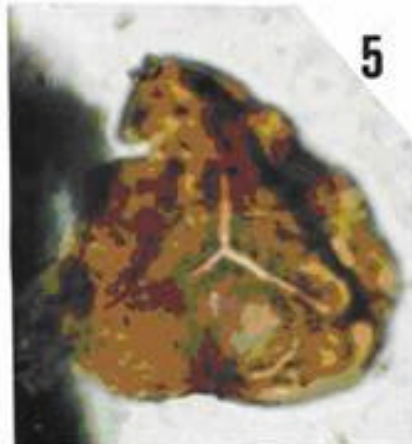
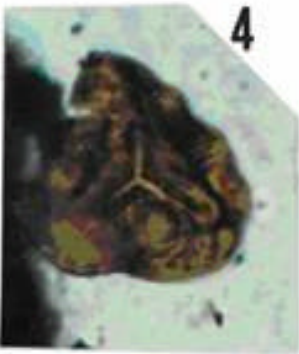
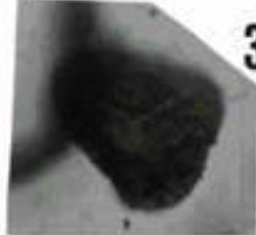
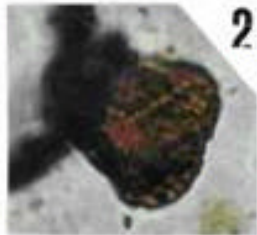
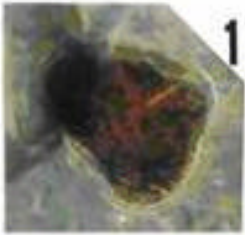
FOTO 7, 40x
FOTO 8, 63x
FOTO 9 y 10, 100x

Apiculatisporites Potonié y Kremp, 1956
Formación Conglomerado Prieto
MP-16 B (1)T. U., No. 23 (bosquejo 32)
MP-16 B (1) T. K., No. 55" (bosquejo 32-A)
Formación Cuarcítica Cualac
MP-22 (2) T. U., No. 5 (bosquejo 88)

FOTO11, 63x
FOTO 12, 100x
FOTO 13, 40x

Espora? de afinidad desconocida
Formación Conglomerado Prieto
MP-16 B (2) T. U., No. 12 (sin bosquejo)

LAMINA XII



LAMINA XIII

FOTO 1, 100X

Espora de afinidad desconocida
Formación Cuarcítica Cualac
MP-18 (1) T. U., No. 20 (sin bosquejo)

FOTO 2, 100x

Sphagnumsporites antiquasporites Wilson y Webster
Formación Cuarcítica Cualac
MP-18 (2) T. U., No. 20 (sin bosquejo)

FOTO 3, 100x

Duplicisporites granulatus (Leschik, 1956 a) Scheuring, 1980
Formación Cuarcítica Cualac
MP- 20 (2) T. U., No. 3 (bosquejo 74)

FOTO 4, 63x

Palinomorfo de afinidad desconocida
Formación Cuarcítica Cualac
MP-21 (1) T. U., No. 6 (sin bosquejo)

FOTOS 5 y 6, 100x

Palinomorfos de afinidad desconocida
Formación Cuarcítica Cualac
MP-21 (1) T. U., No. 7 (sin bosquejo)

FOTO 7, 100x

Palinomorfo de afinidad desconocida
Formación Cuarcítica Cualac
MP-21 (1) t. K., No. 34 (sin bosquejo)

FOTO 8, 100X

Duplicisporites granulatus (Leschik, 1956 a) Scheuring, 1980
Formación Cuarcítica Cualac
MP-20 (2) T. U., No.3 (bosquejo 74)
MP-20 (2) T. U., No 5 (bosquejo 75)
MP-21 A (1) T. U., No.12 (bosquejo 81)
MP-22 (1) T. K., No. 24 (bosquejo 86)
Formación conglomerado Prieto
MP-15 (1) T. K., No. 106 A ; Lámina VIII, fotos 3 y 4

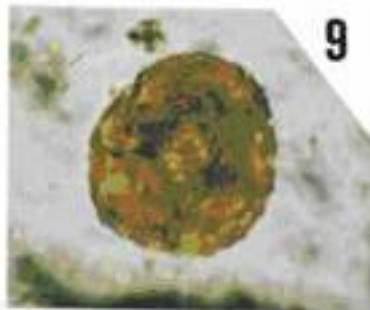
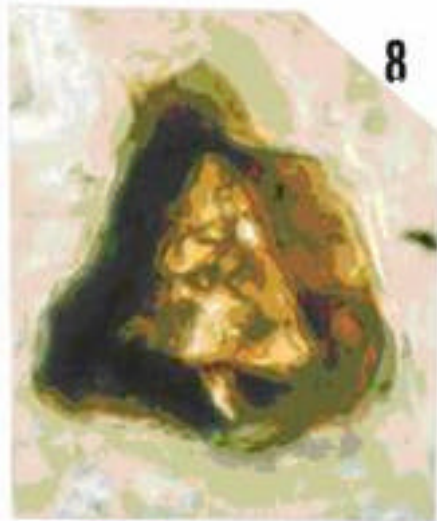
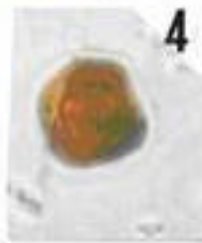
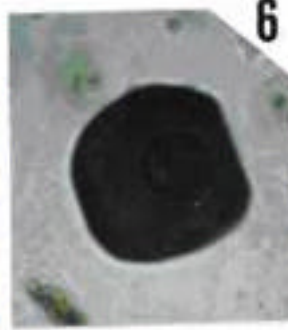
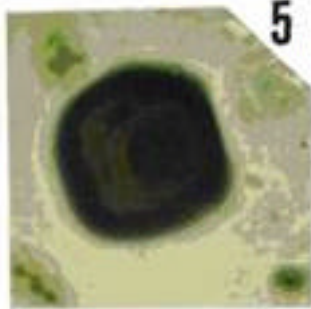
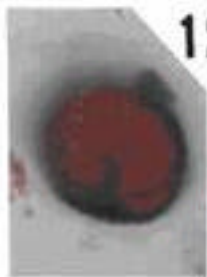
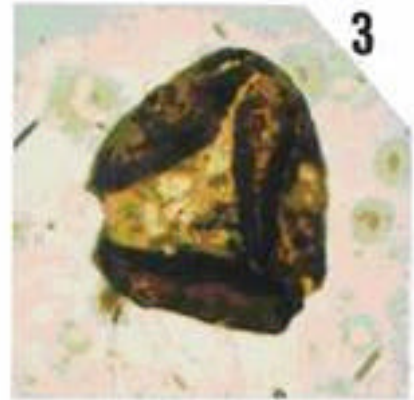
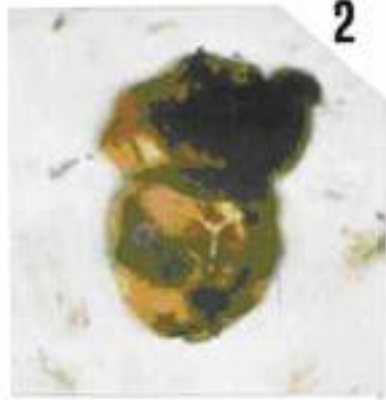
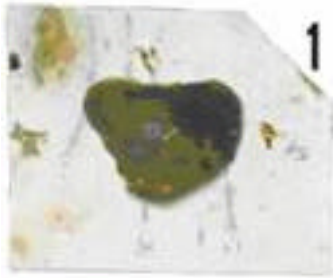
FOTO 9, 100x

Exesipollenites tumulus Balme, 1970
Formación Cuarcítica Cualac
MP-21 A (2) T. K., No. 16 (sin bosquejo)

FOTO 10, 100x

Elemento algáceo de afinidad desconocida
Formación cuarcítica Cualac
MP-22 (2) T. U., No 7' (sin bosquejo)

LAMINA XIII



LAMINA XIV

FOTO 1, 100X

Fragmento de cutícula algácea

Formación Conglomerado Prieto

MP-16B (1) T. K., No.6 (sin bosquejo)

FOTO 2, 100x

Cycadopites cymbatus (Balme y Hannely) Segroves, 1970

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K., No. 30 (bosquejo 49)

FOTO 3, 100x

Palinomorfo de afinidad desconocida

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K., No. 39 (sin bosquejo)

FOTO 4, 100x

Palinomorfo de afinidad desconocida

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K., No. 39' (sin bosquejo)

FOTO 5, 100x

Quiste de dinoflagelado -1

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K., No. 71 (sin bosquejo)

FOTO 6, 100x

Ephedripites EPH-19 Reyre, 1973

Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. K., No. 40 (bosquejo 54)

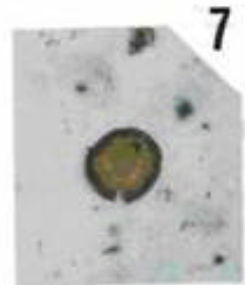
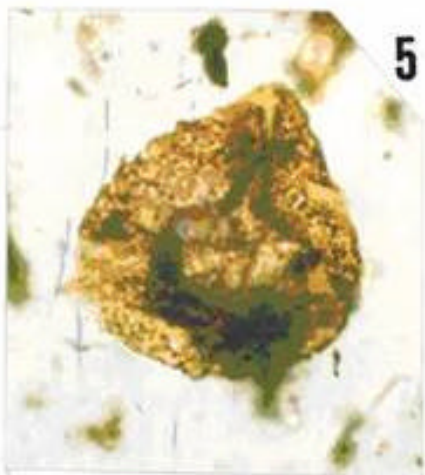
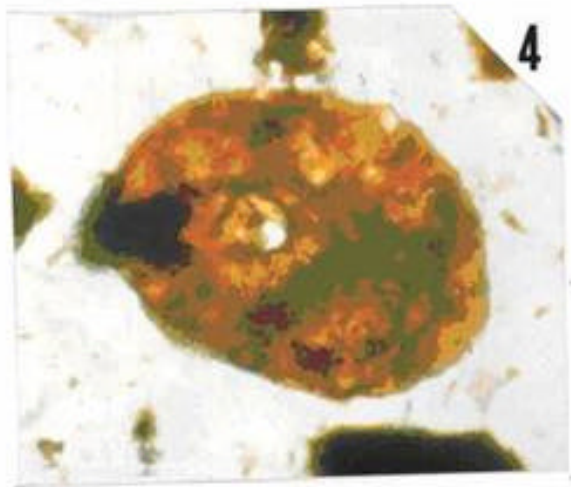
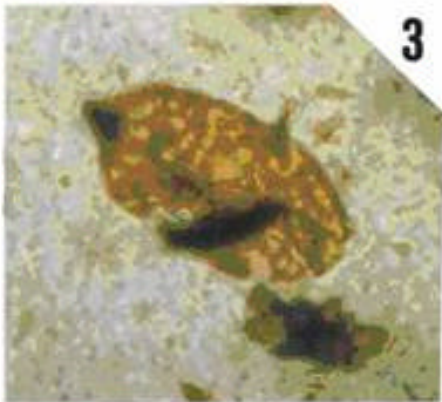
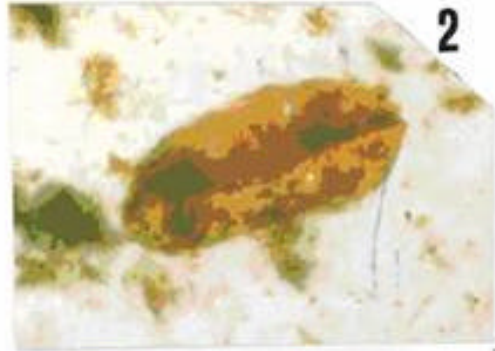
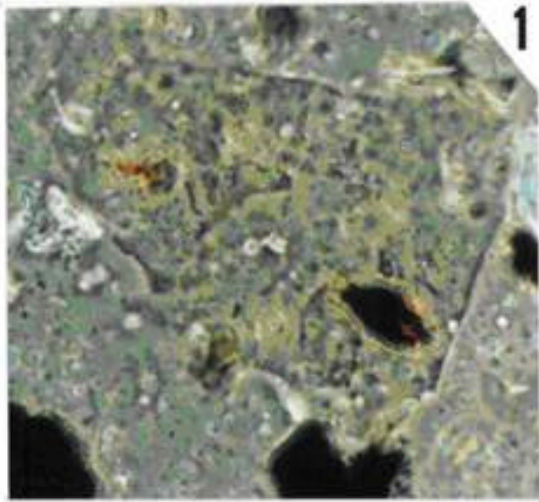
FOTO 7, 100x

Cf. Circulina parva Brenner, 196

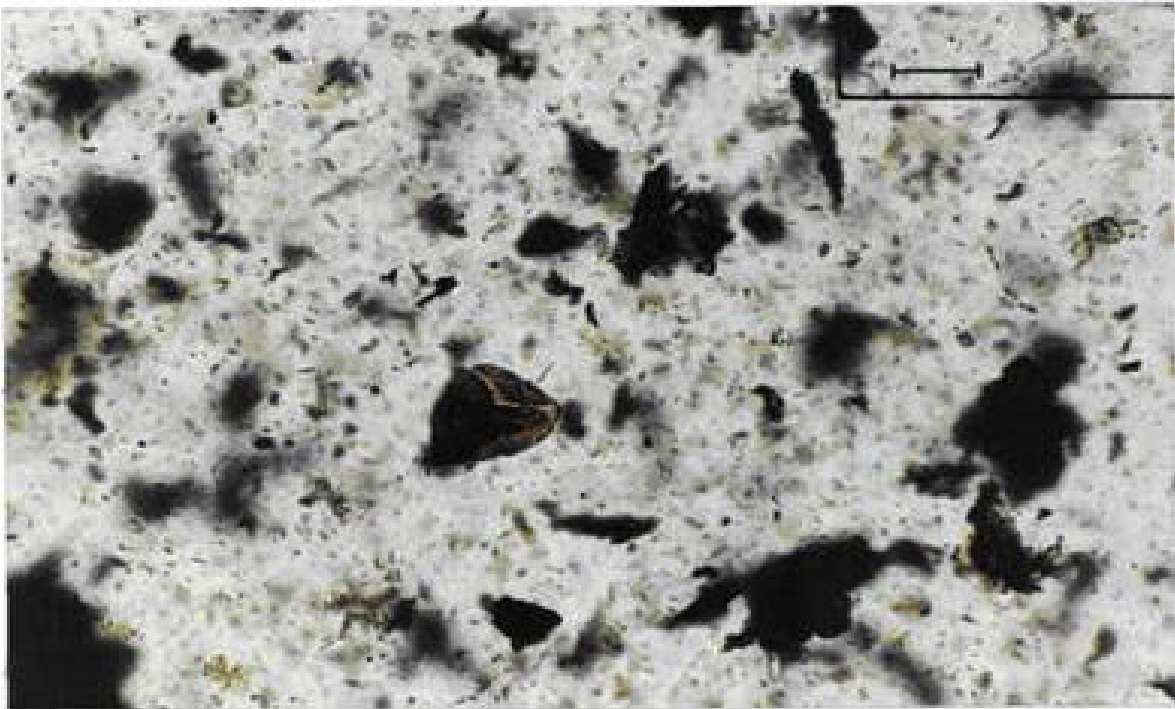
Formación Cuarcítica Cualac

MP-18 (1) T. U., No. 8' (sin bosquejo)

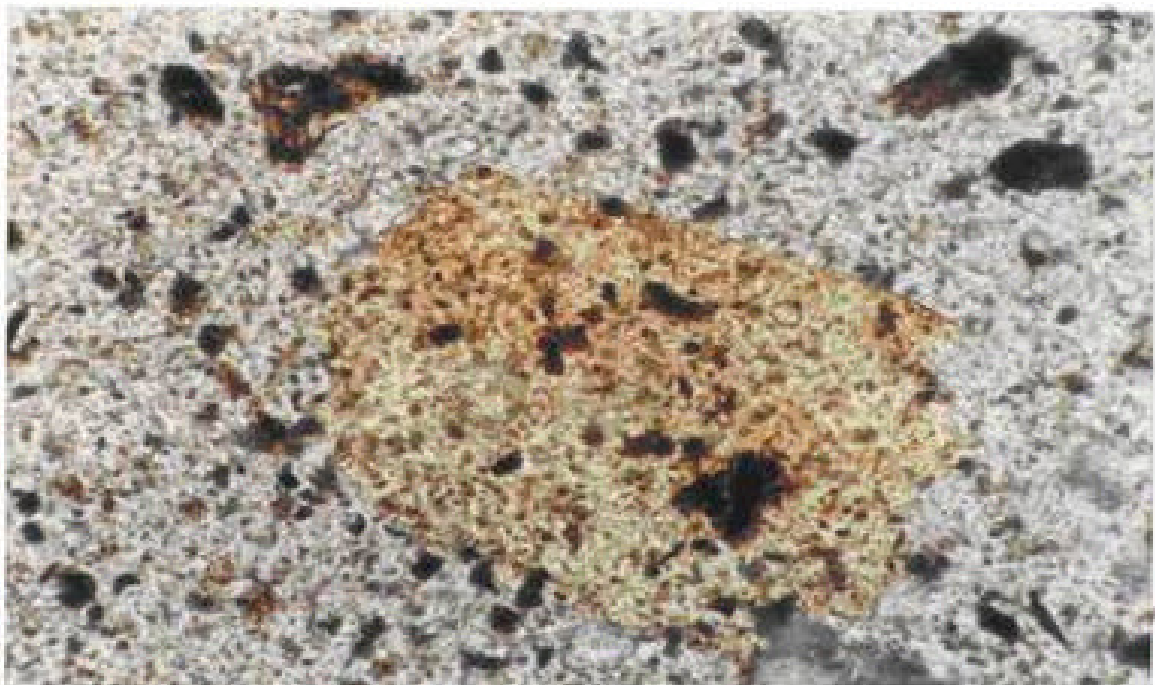
LAMINA XIV



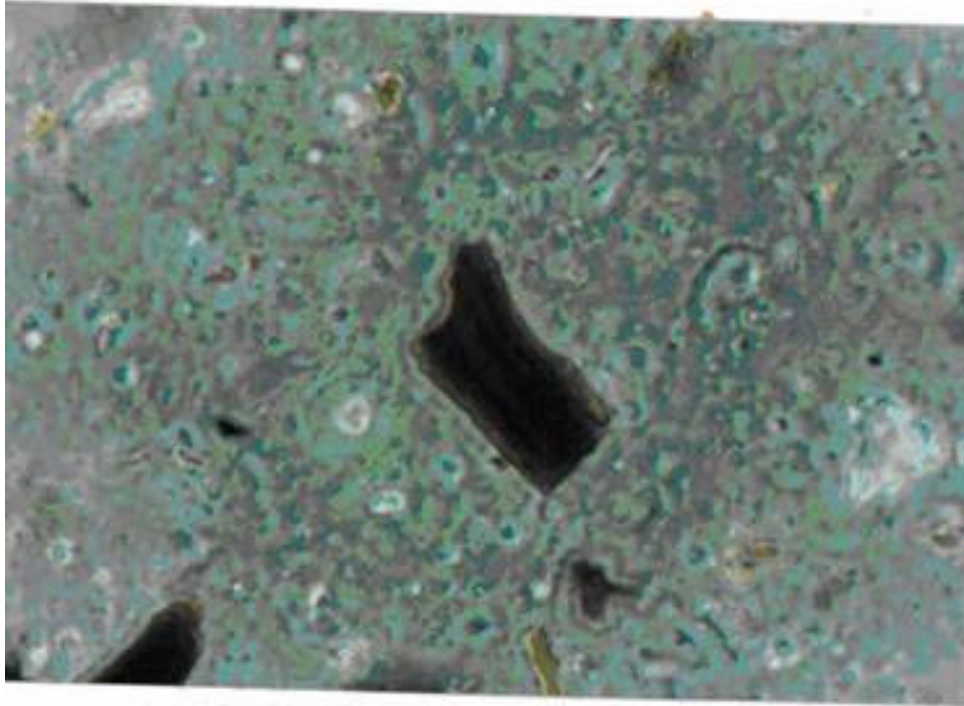
LAMINA XV



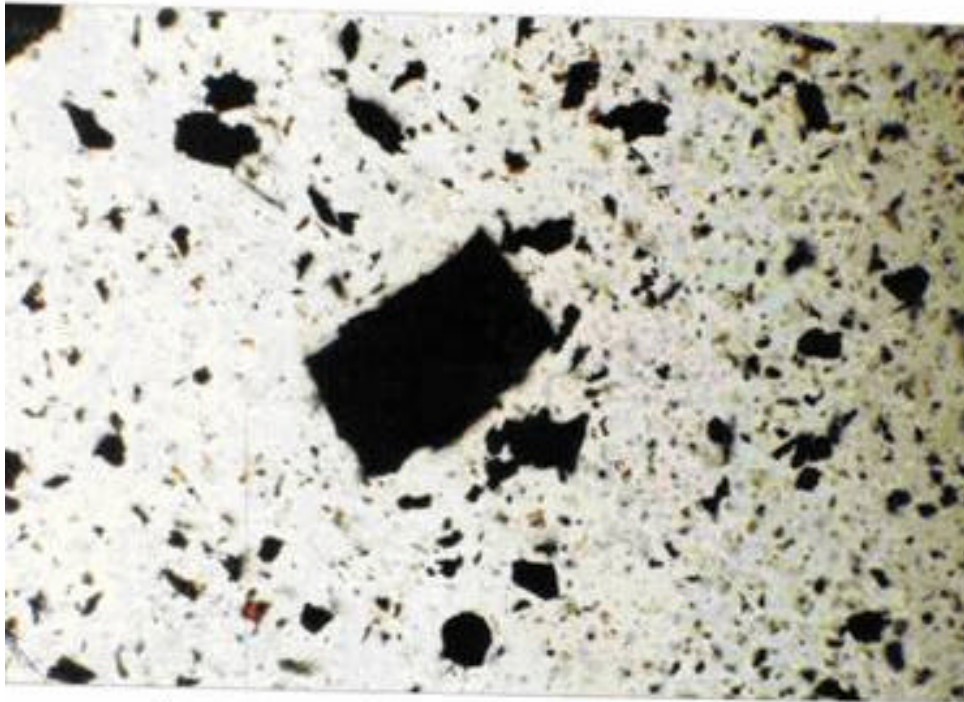
Materia herbácea, Formación Cuarcítica Cualac



LAMINA XVI



Fragmento leñoso, Formación Conglomerado Prieto



Fragmento carbonoso, Formación conglomerado Prieto