

ESTUDIO PALINOLOGICO PARA LA DETERMINACION DE AMBIENTES EN LA CUENCA FUENTES-RIO ESCONDIDO (CRETACICO SUPERIOR), REGION DE PIEDRAS NEGRAS, COAHUILA

Enrique Martínez-Hernández¹
Lucía Almeida-Leñero²
Margarita Reyes-Salas³ y
Yolanda Betancourt-Aguilar³

RESUMEN

La cuenca Fuentes-Río Escondido se localiza en el noreste de México, cerca de Piedras Negras, en el Estado de Coahuila.

En esta cuenca existe un sistema paleodeltaico de edad maestrichtiana, que incluye las Formaciones Upson, San Miguel y Olmos, las cuales infrayacen a la Formación Escondido.

El objetivo de este estudio es el reconocimiento en los diferentes subambientes asociados a las facies marinas y continentales, que constituyen la progradación deltaica, empleando frecuencias relativas y absolutas de varios tipos de palinomorfos, fitoclastos y otros componentes del kerógeno.

El análisis de los carbones prueba que la turba que los originó fue producida en condiciones ambientales diferentes, en ocasiones con vegetación de tipo arbóreo, representada por *Triporopollenites* spp., *Cupuliferoipollenites* spp., *Alnipollenites* spp., etc., mientras que otros mantos carboníferos se formaron en su mayor parte por vegetación herbácea, como lo indica la abundancia de *Echinatisporis*, *Camarozonosporites* y *Steriosporites*.

En las llanuras deltaicas se han detectado paleocanales por la abundancia de *Araucariacites* spp. y *Classopollis* spp., así como por la diversidad de polen tricollado y tricolporado. Los cuerpos de agua dulce, dentro de la llanura se reconocen por la presencia de un número mayor de algas como *Pediastrum* sp. y *Debarya* sp.

Los dinocistos y microforaminíferos identifican los ambientes marinos. Así, el prodelta (Formación Upson) se distingue por la predominancia de dinocistos cavados (complejo *Deflandrea*), y en la facies transgresiva (Formación Escondido), que se encuentra suprayaciendo al paleodelta, existe gran proliferación de dinocistos corados, como *Cyclonephelium* spp., *Chordosphaeridium* spp., *Areoligera* spp., etc., más la presencia de microforaminíferos.

ABSTRACT

The Fuentes-Río Escondido basin is located in the northeast of Mexico, near Piedras Negras, State of Coahuila. In this basin a paleodeltaic model of Maestrichtian age has been proposed, which includes the following formations, from the oldest to the youngest: Upson (prodelta), San Miguel (delta front) and Olmos (delta plain). The Escondido Formation represents the final transgression that overlaps the paleodelta.

The aim of this study is to detect several subenvironments associated with the marine and continental facies that made this deltaic progradation, using different types of palynomorphs, phytoclast and other components of kerogene.

The pollen analysis of coals indicates that the original peat was accumulated at distinct subenvironments in the deltaplain, characterized by different types of vegetation; hence, in some coals, there is a predominance of arboreal pollen such as *Triporopollenites* spp., *Cupuliferoipollenites* spp., *Alnipollenites* spp., etc. In other coal seams, there is a predominance of spores of pteridophytes and musci.

Associated with the delta plain there were the paleochannels, that can be detected by the abundance of *Araucariacites* spp. and *Classopollis* spp. The floodplain can be recognized by the great diversity of pollen grains of tricollate and mostly of tricolporate type.

The fresh water deposition (ponds, oxbow lakes, lakes, etc.) that existed in the delta plain can be detected by the presence of algae, such as *Pediastrum* spp. and *Debarya* spp.

At the delta front, there is an abundance of airborne-pollen, such as *Proteaceadites* spp., *Alnipollenites* spp., and *Classopollis* spp. On the basis of dinocist and microforaminifera, the different environments of the marine realm were identified. Thus, in the prodelta (Upson Formation) there is a distinctive dominance of cavate cysts in contrast to the greater proliferation of chorate cysts and microforaminifera during the final transgression that resulted in the Escondido Formation.

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F.

²Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F.

³Comisión Federal de Electricidad, Residencia Estudios Carboníferos, Piedras Negras, Coahuila.

INTRODUCCION

La palinología ha sido empleada en la exploración de carbón por la Comisión Federal de Electricidad en el noreste de México, en el área de Piedras Negras (Figura 1), con el objeto de realizar estudios bioestratigráficos y paleoambientales que pudieran facilitar el conocimiento de las condiciones de depósito del carbón y rocas encajonantes, así como la correlación de estos estratos.

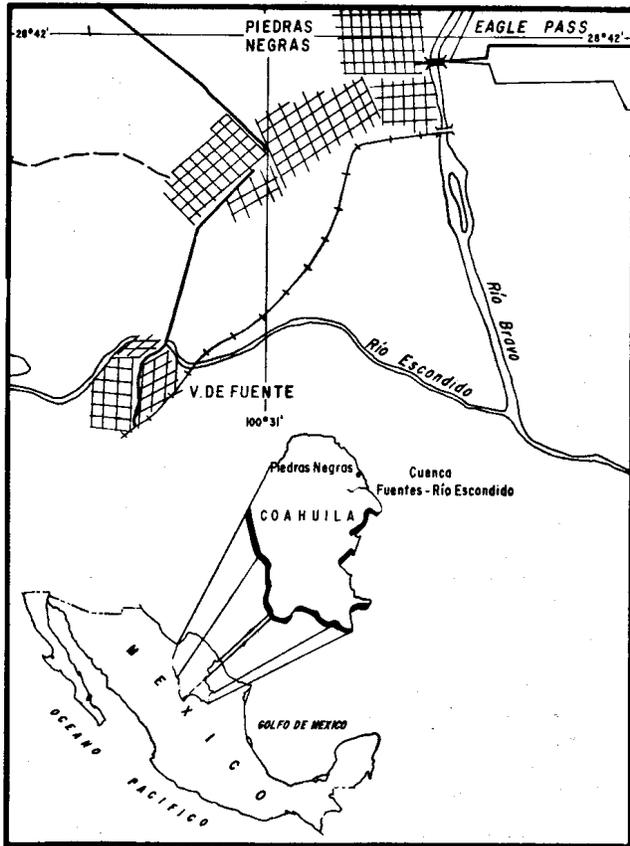


Figura 1.- Mapa de localización de la cuenca Fuentes-Río Escondido.

El estudio palinológico de estas áreas se basa en el modelo sedimentológico de las cuencas, propuesto por el Departamento de Geología de la Residencia de Estudios Carboníferos del Noreste de la C.F.E. en Piedras Negras, Coahuila. Tomando en consideración lo anterior, el muestreo se efectuó en función de las características sedimentológicas y registros litoestratigráficos de cada sondeo. Al mismo tiempo, para los trabajos palinológicos se seleccionaron los sondeos más completos que permitieran detectar las diferentes facies y organizar la palinoestratigrafía de cada cuenca.

El establecimiento de la palinoestratigrafía es fundamental para efectuar todo tipo de correlaciones y definir entonces la geometría y el comportamiento de los mantos de carbón; una vez que se han corroborado estas correlaciones y determinado los ambientes de depósito, puede reconstruirse paleogeográficamente la cuenca.

TRABAJOS PREVIOS

En México existen antecedentes palinológicos en la Cuenca de Sabinas; Rueda-Gaxiola (1967) identificó variaciones verticales de polen esporas en varios mantos carboníferos y Weber (1972) estudió paleobotánicamente la misma cuenca.

PALINOLOGIA DE CARBON

El estudio palinológico de los mantos carboníferos (Figura 2) comprende tanto el estudio del carbón "per se", como los pisos y techos asociados a cada uno de los carbonos. En la Figura 3 se puede apreciar que *Deltoidospora* spp. es común en varios pisos, mientras que *Triporopollenites* spp. y grupos de granos tricolporados-tectados son abundantes en los techos. El conocimiento de los pisos proporciona información sobre el paleoambiente que permitió el establecimiento de la primera vegetación y de los cambios ecológicos posteriores que culminaron con la acumulación de turba. En cuanto a los techos, la palinología nos da información sobre las diferentes causas (*washout*, *crevasse*, *splay*, etc.) que dieron como resultado la suspensión de las condiciones necesarias para la acumulación de turba; una de las causas más notorias es la transgresión localizada inmediatamente por arriba de un manto carbonífero, lo que no ocurre con frecuencia en esta cuenca, a excepción de los carbonos que se encuentran cubiertos por la transgresión (Formación Escondido), que se detecta por arriba de la Formación Olmos en el sondeo VF-12.

En el análisis de los carbonos, 200 individuos fueron contados en cada muestra, para determinar la frecuencia relativa de los diferentes grupos de palinomorfos. Estos datos se graficaron en histogramas para cada carbón (Figuras 4 y 5) y se comparan entre sí para determinar las similitudes o diferencias palinológicas, de tal manera que la presencia de conjuntos palinológicos similares, nos ayude a correlacionar carbonos que se formaron en condiciones ecológicas y sedimentológicas semejantes (Kremp, 1956).

Los resultados hasta ahora alcanzados (Figura 3) demuestran que los grupos de palinomorfos: fungosporas, tricopolados, tricolporados, triporados, *Stereisporites*, etc. se repiten a través del tiempo y del espacio; es decir que, paleoambientalmente, los depósitos de turba durante el Maestrichtiano se formaron en una variedad de subambientes con tipos de vegetación diferente que coexistían en el mismo espacio (llanura deltaica) y que cada subambiente con su vegetación acompañante no se conservó a través del tiempo.

Otra de las variables que se considera en la génesis y correlación de los estratos de carbón es la cantidad de palinomorfos y kerogeno por gramo de sedimento (Figura 6). Estos factores muestran también una gran variabilidad, tanto horizontal como verticalmente, pero aunados a las otras variables (grupos de palinomorfos, profundidad) en un análisis estadístico multifactorial, contribuirán al conocimiento de la génesis de carbón en la cuenca Fuentes-Río Escondido.

Además del polen y las esporas de mayor abundancia, otra arma palinológica que se está investigando es el reconocimiento de esporas y/o polen que pudieran ser exclusivos o

característicos de ciertos mantos carboníferos. Para ello, es necesario el conocimiento de los polen esporas no sólo a nivel de grandes grupos, sino a nivel específico.

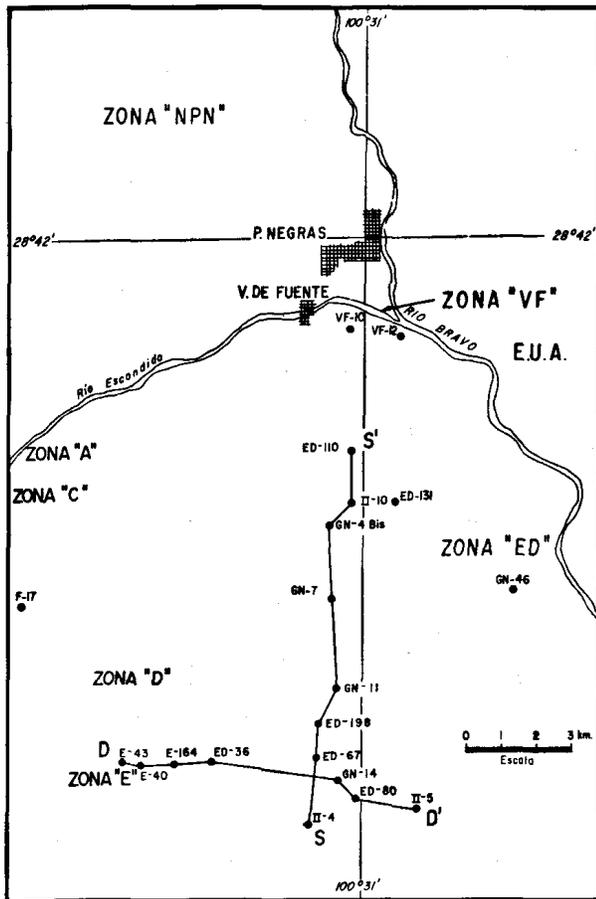


Figura 2.- Mapa de localización de los barrenos con carbón, en los Transectos S'-S y D-D'.

El sedimentólogo K.C. Caffey (comunicación personal), para explicar la discontinuidad y traslape de los estratos de carbón, propone que la interrupción en la acumulación de turba sea producida por transgresiones menores. Dicha posición es inconsistente palinológicamente, ya que en los techos de la mayoría de los carbonos estudiados no se registra la influencia marina -presencia de dinocistos- a excepción de aquellos carbonos que se presentan en la parte occidental de la cuenca, como es el caso de carbón que ocurre en la parte superior del sondeo VF-12, en donde se detecta claramente una transgresión inmediatamente en el techo del carbón (PN-56).

En conclusión, hasta ahora el estudio de los mantos carboníferos que ocurren a diferentes niveles en varios sondeos, no ha presentado una sucesión paleoambiental en el tiempo, ni tampoco un zonamiento definido en el espacio, lo que probablemente pruebe el carácter inestable de la cuenca.

ESTUDIO PALINOLOGICO DE LOS SONDEOS ED-131, VF-12, GN-7

A través de los estudios palinológicos, en varios sondeos se reconocieron las siguientes magnafacies de la progra-

dación deltaica, propuestas por McBride (informes inéditos del Departamento de Geología de la Residencia de Estudios Carboníferos del Noreste, C.F.E.): el prodelta (Formación Upson), el frente deltaico (Formación San Miguel) y la llanura deltaica (Formación Olmos). A partir de este modelo, se infieren las condiciones paleoecológicas asociadas a la formación de los estratos de carbón y se aporta nueva información en la paleogeografía y evolución deltaica. De esta manera se ha completado el estudio de los diferentes ambientes deltaicos entre los sondeos que se han estudiado, delimitándose las facies marinas que suprayacen (Formación Escondido) e infrayacen (Formación Upson) a la Formación Olmos de carácter continental.

Por otro lado, del estudio de la Formación Olmos se concluye que la distribución vertical de varios grupos de polen esporas es un proceso aleatorio, por lo que no fue posible establecer palinomorfos a nivel de grandes grupos de palinomorfos, lo que nos demuestra que en la evolución deltaica se repiten los mismos subambientes, tanto en el espacio como en el tiempo, debido a una rápida progradación deltaica con gran subsidencia de la cuenca.

Las muestras de los sondeos resultaron, en su mayoría, fosilíferas con polen, esporas, dinoflagelados, algas y fitoclastos. Esta diversidad y la abundancia de palinomorfos permiten detectar el carácter marino y/o continental de la sección estudiada, incrementando el conocimiento de las formaciones de la cuenca Fuentes-Río Escondido.

ANÁLISIS DEL SONDEO ED-131 (Figura 7)

Formación Upson.- Esta formación queda incluida desde el fondo del sondeo (315 m) hasta el nivel de los 280 m de profundidad. Litológicamente está formada por una alternancia de limolitas, lutitas y areniscas. Este prodelta se caracteriza por la abundancia de dinocistos cavados como *Deflandrea* sp., *Deflandrea* cf. *D. pannuca*, *Lejeunia* sp. y dinocistos proximales como *Paleoperidinium* sp., *Diconodinium* sp. En la base de la sección y hacia el contacto con la Formación San Miguel, los dinoflagelados corados empiezan a ser más abundantes. Entre éstos se tienen *Cordosphaeridium* sp., *Cleistosphaeridium* sp. y *Paleocystodinium* sp. Todos estos quistes de dinoflagelados (Figura 8) se consideran como parte del fitoplancton marino, confirmando así el carácter marino del prodelta.

El polen y las esporas de la Formación Upson también se pueden emplear en la identificación de facies de prodelta. Los taxa de polen que se consideran más importantes (Figura 9) son aquéllos que se presentan con una frecuencia relativa alta, como *Araucariacites* sp., *Alnipollenites* sp., *Triporopollenites* sp., *Classopollis* sp., *Proteacidites* sp. y *Taxodiaceapollenites* sp. Entre éstos, el más importante es el grano de polen de *Classopollis* sp., ya que este forma-género fue producido por una gimnosperma cuyo habitat era muy semejante a la vegetación de mangle actual; es decir, que la planta que dispersaba los granos de polen de *Classopollis* habitaba las zonas costeras de los deltas, playas o lagunas y, en consecuencia, los sedimentos marinos cercanos a la costa tendrán una gran cantidad de granos de polen de este tipo de vegetación manglar-costera.

Los otros taxa de granos de polen que abundan en sedimentos del prodelta fueron producidos por plantas que integraban la vegetación de la llanura deltaica, de donde

fueron acarreados por viento y/o agua a este sitio de depósito y su sobrerepresentación en esta facies marina se debe a la gran cantidad de polen que las plantas progenitoras producen. Así es el caso de *Araucariacites* sp., *Alnipollenites* sp., *Triporopollenites* sp. y granos de polen bisacados. Estos últimos son muy escasos en sedimentos continentales y sólo en facies marinas alcanzan una cierta frecuencia. A su vez, algunos de estos granos de polen pueden ser abundantes en facies continentales, sobre todo formando parte de los conjuntos palinológicos de carbón, como es el caso de *Triporo-*

pollenites sp. Es por estas frecuencias tan variables de los diferentes taxa que no se pueden estudiar las condiciones paleo-ambientales con taxa individuales, sino más bien hay que considerar todo el espectro palinológico que se encuentre en cada muestra; es decir, los taxa considerados aisladamente limitan su propia aplicación en la determinación de edad y/o ambientes. Sin embargo, si se estudian los conjuntos palinológicos, éstos sí pueden indicar cambios ambientales.

	SONDEO ED-121	SONDEO ED-96	SONDEO ED-102	SONDEO ED-142	SONDEO ED-136	SONDEO ED-141	SONDEO ED-187
T E C H O	Echinatisporis	Echinatisporis	Stereisporites	Triporopollenites	Triporopollenites	Echinatisporis	Triporopollenites
	Fungosporas	Fungosporas	Triporopollenites	Fungosporas	Psilatricolpites	Triatriporopollenites	
	Triporopollenites	Cupaneidites		Stereisporites Algae: Zygnemataceae		Camarazonosporites	
C A R B O N	Triporopollenites	Echinatisporis	Triporopollenites	Triporopollenites	Echinatisporis	Echinatisporis	Cupuliferoidae pollenites
	Echinatisporites	Tricolpate	Stereisporites	Echinatisporis	Stereisporites	Otras esporas	Echinatisporis
	Stereisporites	Tricolporates					
P I S O	Polen y Esporas	Algae: Zygnemataceae Deltoidospora Camarazonosporites Laevigatosporites Densosporites	Triporopollenites Stereisporites	Tricolpites Deltoidospora Laevigatosporites	Deltoidospora Otros granos de polen	Tricolporados Tricolporado reticulados Deltoidospora	Tricolporados tectados Triporopollenites Alnipollenites

F.A.V.L.

Figura 3.- Tabla del contenido de palinomorfos de carbones, techos y pisos, en varios sondeos.

Formación San Miguel.- El espesor aproximado de esta unidad en este sondeo es de 20 m, comprendidos entre 280 y 260 m de profundidad. Las rocas predominantes son areniscas, que en su mayoría no contienen palinomorfos, presentándose éstos solamente en areniscas finas y limolitas que contienen granos de polen bisacados como *Araucariacites* sp., *Triporopollenites* sp. y *Alnipollenites* sp. El contacto entre la Formación Upson y la Formación San Miguel, palinológicamente puede distinguirse por la abundancia de los palinomorfos ya mencionados pero, sobre todo, por la presencia de dinocistos, que define la base de la Formación San Miguel. La cima está delimitada por la presencia del primer manto carbonífero de la Formación Olmos.

Formación Olmos.- Esta formación presenta una gran variedad litológica, con un espesor aproximado de 125 m, que comprende el intervalo entre 260 a 135 m de profundidad, presentando a través de la sección una alternancia de lutitas, areniscas, limolitas, carbón y lutitas carbonosas.

Esta variedad de litofacies refleja la diversidad de subambientes que se encontraban en la llanura deltaica y que palinológicamente se tratan de analizar a continuación.

Los pantanos, representados sedimentológicamente por carbón y lutitas carbonosas, fueron habitados por helechos y angiospermas. La sobrerepresentación de granos de polen tricolpados y tricolporados señala una vegetación arbórea y, entre los helechos, las esporas trilete de *Selaginella* forma-género *Echinatisporis* spp. (Figura 10), representan la vegetación herbácea que dominó el estrato arbustivo; entre los fitoclastos las cutículas son abundantes.

Las areniscas, cuando no son estériles, contienen un kerógeno formado por fragmentos grandes de fusinita y granos de polen de *Triporopollenites*, *Alnipollenites*, esporas de licopodios como *Foveosporites* y *Camarazonosporites* (Figura 10), y gimnospermas *Araucariacites* y *Classopollis* (Figura 9). Las especies de *Classopollis* que habitaban las llanuras fluviales son diferentes de las especies que crecían en las zonas salobres costeras. Estos conjuntos palinológicos representan paleocanales, diques y, en general, los ambientes fluviales.

Megasporas de helechos acuáticos están representadas por el género *Styx* (Figura 10). Estas esporas son abundantes en limolitas o areniscas finas pobremente clasificadas,

que fueron depositadas en lagos y vegas de los meandros de los rios y barras de punta.

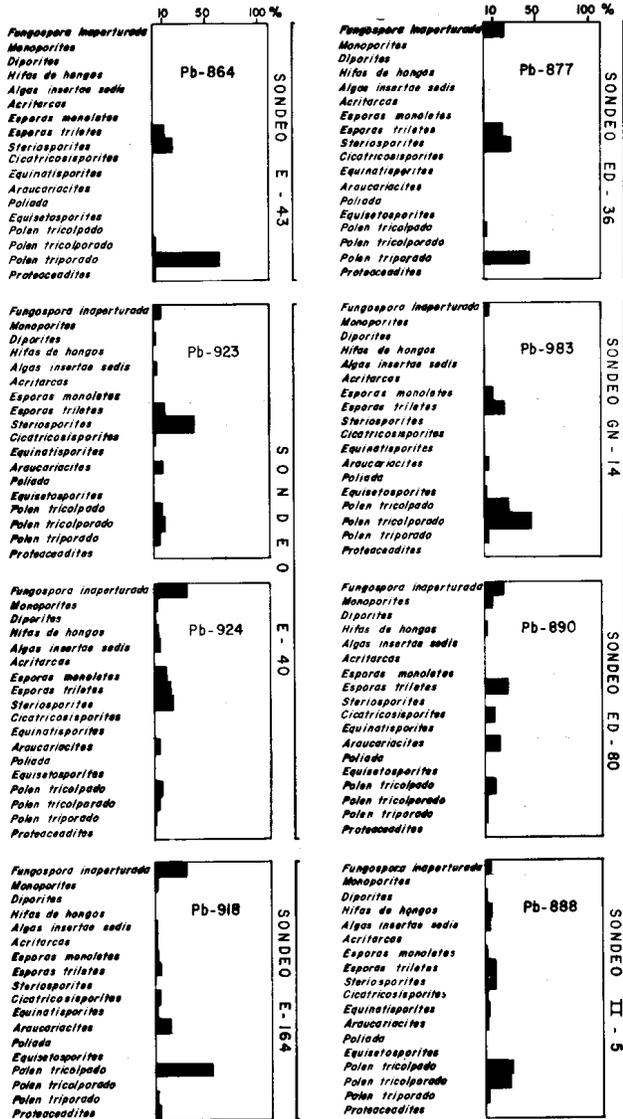


Figura 4.- Histograma de palinomorfos presentes en los carbones en la sección ha h echado (D-D').

En cuerpos de agua dulce proliferaban inicialmente algas dulceacuícolas del género *Pediastrum* (Figura 8). Posteriormente, cuando se azolvaban estos paleo-ambientes, fueron invadidos por musgos acidófilos del género *Sphagnum* (forma-género, *Stereisporites*) (Figura 10), que también proliferaban en pantanos donde se acumulaba la turba.

Las pteridofitas están ampliamente distribuidas en la llanura deltaica; en su mayoría están representadas por elementos herbáceos, como licopodios y selaginellas, aunque también proliferaron helechos arborecentes en las planicies fluviales, como las familias Cyatheaceas y Dicksoniaceae, productoras de la espora *Deltoidospora*, elemento muy abundante en algunas litofacies, aun en ambientes propicios para la acumulación de turba. Otros helechos miembros de las Schizaeaceae, Matoniaceae y Osmundaceae ocupaban principalmente las llanuras fluviales y áreas intermeándricas próximas a las zonas pantanosas. Entre los géne-

ros que se encontraron en estos subambientes están *Foveosporites*, *Appendicisporites*, *Cicatricosporites*, *Concavissimisporites* (Figura 10).

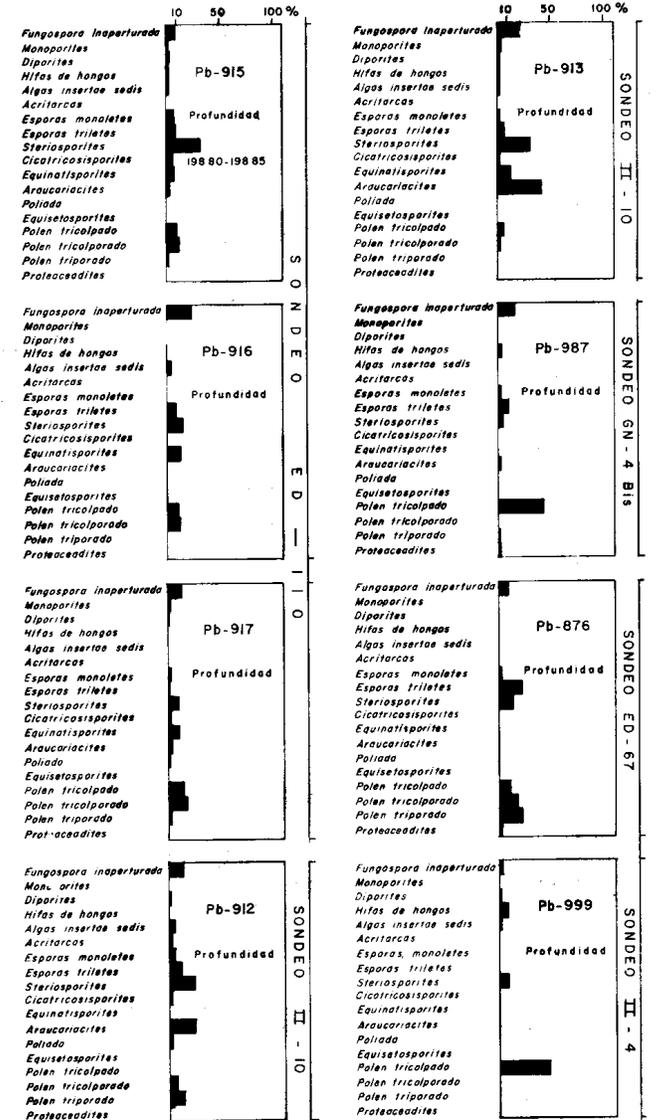


Figura 5.- Histograma de palinomorfos presentes en los carbones en la sección ha rumbo (S-S').

Formación Escondido.- Esta formación representa la transgresión que cubrió las facies continentales de la Formación Olmos. La diferenciación palinológica entre ambas formaciones está dada por la aparición de organismos planctónicos marinos (microforaminíferos y quistes de dinoflagelados) (Figura 8), en la Formación Escondido.

El contacto litoestratigráfico es muy variado. En ocasiones está marcado por una arenisca marina; en otras, el contacto es gradacional con alternancia de limolitas y areniscas, como es el caso del sondeo ED-131 en donde, a partir de la profundidad de 134 m, empieza a detectarse la influencia marina por la abundancia de dinocistos y foraminíferos en las limolitas, lutitas y areniscas. Estas palinofacies de la Formación Escondido se mantienen hasta la cima de la sección (40 m de profundidad).

No.SONDEO	No.MUESTRA	PROFUNDIDADES EN METROS	CANTIDAD DE PALINOMORFOS x g. SEDIMENTO	XEROGENO x g. SEDIMENTO	
SECCION D-D'	E-43	Pb 863	95.25-95.35	negativo	0.6019
	E-43	Pb 864	95.57-96.64	485 960.78	0.7097
	E-40	Pb 923	129.25-129.37	272 474.07	0.2363
	E-40	Pb 924	129.50-129.60	542 151.23	0.2496
	E-164	Pb 918	153.40-154.00	102 292.99	0.2860
	ED-36	Pb 877	182.50-182.60	85 957.14	0.4369
	GN-14	Pb 983	299.25-299.75	26 844.40	0.3326
	GN-14	Pb 862	337.70-337.80	negativo	0.7656
	ED-80	Pb 890	342.80-343.15	862 416.75	0.3289
	II-5	Pb 885	369.00-370.00	123 991.55	0.4205
II-5	Pb 888	374.25-374.45	141 069.78	0.3042	
SECCION S-S'	ED-110	Pb 915	198.60-198.85	75 490.20	0.2437
	ED-110	Pb 916	199.65-199.85	314 078.94	0.0949
	ED-110	Pb 917	200.75-201.15	434 749.89	0.1326
	II-10	Pb 912	224.57-225.00	117 156.63	0.5302
	II-10	Pb 913	225.25-225.75	159 096.04	0.4149
	GN-4-Bis	Pb 987	215.00-215.10	909 200.45	0.5584
	ED-67	Pb 876	319.15-319.30	122 222.22	0.6448
	II-4	Pb 999	288.40-288.55	632 553.61	0.2056

Figura 6.- Cantidades absolutas de palinomorfos y kerogeno, en carbones de las secciones D-D' y S-S'.

La Formación Escondido de este sondeo tiene un espesor total de 95 m, con predominancia de limolitas y areniscas marinas. Desde la base de esta formación se presentan gran abundancia y diversidad de dinocistos corados, con algunos dinocistos cavados y microforaminíferos. Entre los taxa de dinocistos dominantes se encuentran *Exochosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium* sp., *Cleistosphaeridium* sp. y *Deflandrea* cf. *D. pannucea*. En este nivel, la cantidad de polen y esporas es muy reducida, tendencia que se mantiene hasta la cima de esta formación. Esta escasez de polen esporas también refuerza el carácter transgresivo de esta unidad litoestratigráfica.

A los 115 m de profundidad, en una limolita, también existen dinocistos, con géneros como *Cannosphaeropsis* sp., *Cyclonephelium* sp., *Areoligera* sp., *Dinogymnium nelsonense*, *Systematophora* (Figura 8), junto con abundantes microforaminíferos. A través de la sección, estos conjuntos palinológicos ocurren hasta el nivel de los 65 m, estrato a partir del cual disminuye la cantidad y diversidad de dinocistos corados.

En resumen, la Formación Escondido se puede caracterizar por la cantidad de dinocistos corados, presencia de microforaminíferos (Figura 8) y escasa cantidad de polen esporas.

ANALISIS DEL SONDEO VF-12 (Figura 11)

La mayor parte de la columna representa ambientes de depósito fluvial-continental, cambiando a marino en su parte superior. Estas observaciones palinológicas coinciden

con los resultados encontrados por Ojeda y colaboradores (1968) para la Formación Olmos y por Zaitzeff y Cross (1971), para la Formación Escondido.

Formación San Miguel.- En la parte inferior de la columna (235-217 m) de este sondeo, se encuentran areniscas con granos de polen de *Araucariacites* y polen sacado, que probablemente fueron transportados de su lugar de origen hacia zonas marinas cercanas a la línea de costa. Es posible suponer que esta zona pertenezca a la parte superior de la Formación San Miguel, en la que han sido reportados fósiles marinos cerca del contacto con los lechos de carbón (Ojeda *et al.*, 1968) en el área de Sabinas.

Formación Olmos.- Esta unidad litoestratigráfica contiene palinomorfos indicadores de ambientes continentales, asociados a una llanura fluvial y/o deltaica. Se caracteriza por la presencia de *Alnipollenites*, *Taxodiaceapollenites*, triporados y tricolporados, entre otros, mientras que los palinomorfos como *Styx*, *Stereisporites* y *Pediastrum* (Figura 10), indicadores de subambientes de agua dulce como lagos, pantanos o zonas inundables, se encuentran en la mayor parte de la columna.

Entre los 216 a 215 m de profundidad, está la posible zona de contacto de la Formación San Miguel con la Formación Olmos, donde se presenta un manto de carbón de 36 cm, con *Araucariacites*, *Proteacidites* y *Triporopollenites* (Figura 9).

De 215 a 213 m de profundidad, se encuentra una limolita con *Deltoidospora*, *Lusatisporites*, triporados y *Proteacidites*.

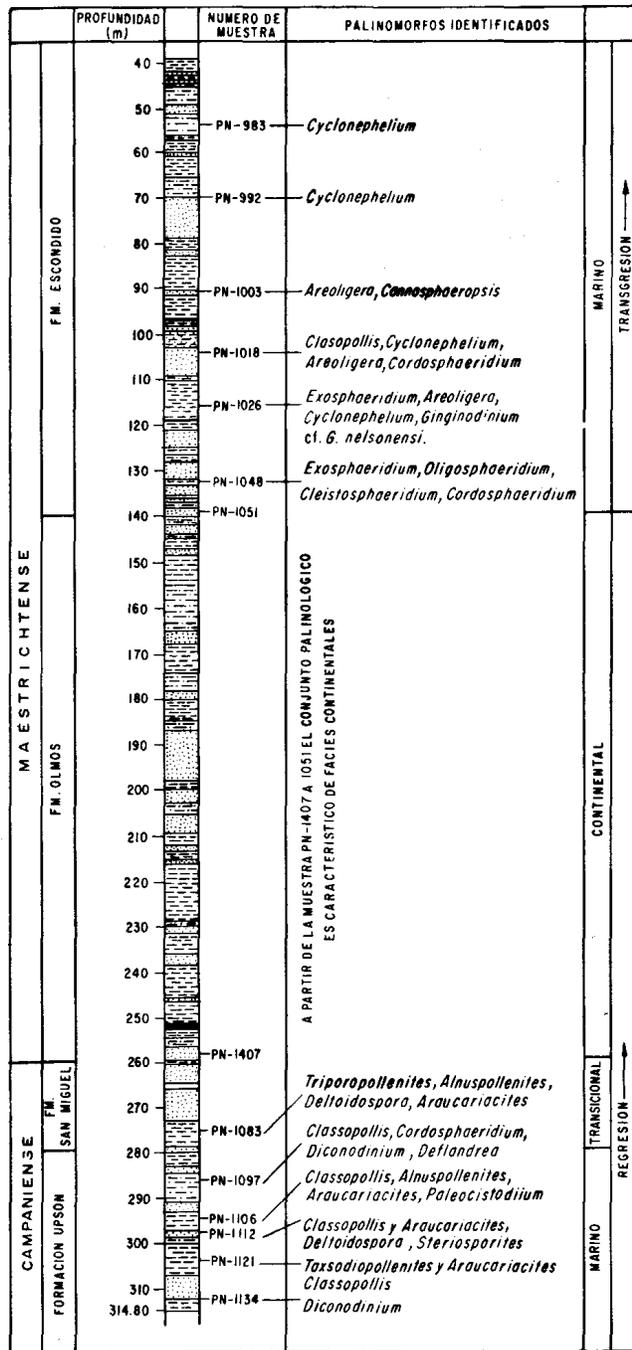


Figura 7.- Análisis palinológico del sondeo ED-131.

De 213 a 206 m de profundidad se presenta una arenisca con varias especies de *Stereisporites* (Figura 10), que indica zonas inundables de pH ácido.

De 206 a 201.2 m de profundidad, se presentan diferentes granos de polen de tricolpados y tricolporados de angiospermas, así como esporas de helechos tales como *Camarozonosporites* y *Echinatisporis* (Figura 10).

De 201.2 a 201.1 m, se presenta una zona carbonosa en donde se encuentran granos de polen tricolporados-reticulados, *Echinatisporis* y *Camarozonosporites*.

De 201 a 198 m de profundidad, existe una arenisca con intercalaciones de limolita. En este intervalo se presenta una abundancia de granos de polen de *Clavatiopollenites* (Fi-

gura 9), con una gran variedad de modificaciones sobre la abertura; dicho intervalo no se vuelve a presentar a lo largo de la sección.

De 198 a 192 m de profundidad, se presenta una zona de areniscas masivas con intercalaciones de lutitas, en la que se observa *Styx*, que es un indicador de cuerpos de agua dulce.

De 192 a 187 m, se continúa un cuerpo de lutitas, que presenta asociaciones de *Styx* con elementos arbóreos de helechos y angiospermas, con abundancia de granos de polen tricolporados-infrarreticulados.

De 187 a 171 m de profundidad, existe una predominancia de cuerpos lutíticos masivos, presentándose una limolita gris verdosa, asociada a elementos arbóreos, principalmente *Proteacidites*, *Alnipollenites*, *Araucariacites*, *Lusatisporites* y *Taxodiaceapollenites* (Figura 9). Este último se encuentra en riveras arenosas de los ríos, siendo el elemento más importante de la vegetación riparia.

El intervalo entre 171 y 152 m está formado por areniscas de grano medio, que en la parte superior presentan láminas de lutitas. Las muestras analizadas de este intervalo fueron negativas, lo que se explica por el tipo de litología.

De 152 a 148 m, de nuevo hay un cuerpo de limolitas con clastos carbonosos que presentan *Styx*, *Araucariacites*, *Cyathiadites*, siendo el dominante *Styx*, lo que hace suponer la presencia de un cuerpo de agua dulce.

De 148 a 127 m de profundidad, existen diferentes cuerpos de areniscas, intercaladas con limolitas. En las limolitas se encontraron granos de polen de plantas arbóreas que están representando medio ambientes continentales. Entre las polen esporas observadas se encuentran *Alnipollenites*, *Taxodiaceapollenites*, *Araucariacites* y *Proteacidites* (Figura 9).

De 127 a 113 m de profundidad, existen dos intervalos de limolita, separados por uno de arenisca. En las limolitas se observa *Classopollis*, sacados, dinoflagelados y abundancia de *Pediastrum* spp. Este conjunto palinológico representa una primera transgresión y se puede considerar como el contacto con la Formación Escondido.

Formación Escondido.- Hacia la parte superior de la columna se encuentra una gran cantidad de dinoflagelados marinos como *Deflandrea*, *Dinogymnium* y *Lejeunia* (Figura 8), entre otros. La presencia de estos microorganismos nos permite identificar estas capas como correspondientes a la Formación Escondido, que ha sido señalada por Adkins (1933) como marina, compuesta de arcillas oscuras y margas interestratificadas con estratos de areniscas, calizas y coquinas formadas por pelecípodos y gasterópodos marinos. Esta formación también ha sido ampliamente estudiada e identificada como marina por Zaitzeff y Cross (1971), dentro del Grupo Navarro, con base en la presencia de acritarcas y dinoflagelados.

En este sondeo podría considerarse la profundidad de 113 m como la base de la Formación Escondido.

Así, entre los 113 a 93.50 m se encuentran areniscas con laminaciones de carbón, intercaladas con lutitas orgánicas y un estrato de 30 cm de carbón sucio. Estas muestras presentan gran abundancia de *Arecipites*, *Stereisporites*, *Camarozonosporites* (Figura 10).

El siguiente estrato (93 m) es una limolita marina con abundante polen y la aparición de dinocistos corados y va-

rias especies de *Dinogymnium* (Figura 8), características de la Formación Escondido de edad maëstrichtiana. Es a este nivel del sondeo VF-12 donde comienza la transgresión final que dominó durante el tiempo de depósito de la Formación Escondido.

De los 96 a 86 m, se presenta lutita intercalada con areniscas, donde se observan sacados, microforaminíferos, dinoflagelados y acritarcas. El aumento de grupos marinos indica un alejamiento de la línea de costa y/o mayor profundidad.

De 86 a 56 m se encuentran areniscas de grano medio con limolitas intercaladas. Las muestras analizadas contienen algunos granos de polen transportados como *Arecipites*, *Stereisporites* y sacados, junto con gran diversidad de dinoflagelados corados, por lo que se puede afirmar que se trata de facies marinas.

Entre 56 y 45 m se tienen areniscas con láminas carbonosas e interstratos de lutitas que contienen *Deflandrea* y opérculos abundantes (Figura 8).

De los 45 a los 19 m, se presenta la parte superior de la sección. Se tienen lutitas grises con lentes pequeños de areniscas. La mayoría de estas muestras presenta gran abundancia y variedad de dinoflagelados, junto con foraminíferos y algunos granos de polen sacados.

ANÁLISIS DEL SONDEO GN-7

Al analizar los resultados palinológicos de este sondeo con la gráfica de frecuencias relativas por grupos expresados en porcentajes (Figura 12), se observa que la variación no es muy notable a lo largo de la columna y que siempre los porcentajes de polen y esporas son mayores que los de otros grupos.

Siguiendo la secuencia estratigráfica de la base a la cima, se observa que de los 360 a los 292 m (Figura 13), la frecuencia de polen inaperturado (*Taxodiopollenites*, *Araucariacites*) es alta. Los granos de polen de tipo sacado y dinoflagelados se presentan de la muestra Pb-489 a Pb-483; estos últimos típicos de ambientes marinos, por lo que es posible suponer que esta parte de la sección corresponda al prodelta. La presencia de otros palinomorfos como resultado del transporte de medios continentales a marinos fue señalada por Traverse y colaboradores (1966) en Bahamas, donde encontraron polen de pino a distancias considerables de la costa, ya que la propia morfología de inaperturados y sacados permite su depósito a grandes distancias de la fuente de aporte.

Por encima de estas rocas se tienen areniscas, cuyas muestras estudiadas no presentaron material palinológico. Esto se debe al régimen hidrodinámico que prevaleció en el depósito de arenas en el frente deltaico, que controló la no deposición de polen esporas en dicho ambiente.

Inmediatamente arriba de las areniscas se encuentra el carbón Pb-857, que presenta gran cantidad de triletes equinados (*Echinatisporis*) (Figura 10), también característicos del piso y techo; en donde las condiciones ambientales son constantes, ya que el techo de éste es el piso del carbón siguiente Pb-856 y presenta también *Echinatisporis*, pero en cantidades mínimas y por el contrario presenta gran cantidad de minerales, lo que se interpreta como un cambio drástico en las condiciones sedimentarias, probablemente debidas a modificaciones del régimen tectónico de la cuenca, que no permitieron que los factores para la acumulación de turba continuaran, lo que explicaría la ausencia de estratos de carbón hacia la parte superior, a excepción de las capas de poco espesor.

Los lentes carbonosos entre los 264 y 252 m, se encuentran intercalados con rocas depositadas en agua dulce, y se caracterizan por *Leiosphaeridia*, *Pediastrum* y esporas de helechos acuáticos de tipo *Styx*, por lo que se supone que en un momento dado, dentro del ciclo sedimentario se conjuntaron localmente los factores que permitieron el depósito de turba. No obstante, dichas condiciones fueron transitorias, por tratarse de zonas periféricas dentro de un área pantanosa o por ser ambientes fluctuantes como en el caso de planicies deltaicas, con cambios sedimentológicos que no facilitaron el crecimiento continuo de la vegetación.

Resumiendo, el prodelta comprende desde la base hasta los 297 m con dinoflagelados, el frente deltaico de los 297 a los 278 m con muy pocos palinomorfos como *Araucariacites*, *Cyathidites*, y la planicie deltaica de los 278 a los 215 m con polen, esporas y algas de diferentes tipos como *Proteaceadites*, *Arecipites*, *Classopollis*, *Equisetosporites*, *Gematricolpites*, *Pediastrum* y *Cyathidites*, entre otros (Figura 9).

ANÁLISIS DEL SONDEO VF-10

Al analizar este sondeo, se observa de la base a la cima que las primeras areniscas presentan polen y esporas como *Taxodiopollenites*, *Classopollis* y *Araucariacites* con frecuencia baja, por lo que se consideran acarreados hacia la desembocadura deltaica (Figura 14). Estas rocas representan el límite del frente deltaico y corresponderían a la cima de la Formación San Miguel, de acuerdo al estudio del sondeo VF-12 por Martínez-Hernández (1979).

Por encima de las areniscas se localiza un manto de carbón. Este manto y su techo presentan, entre otros, esporas características como *Echinatisporis*, *Stereisporites* y *Styx* (Figura 10), de ambientes pantanosos, que pertenecen a la Formación Olmos.

Por encima de estas rocas no se encuentran más estratos con carbón, lo que muestra que las condiciones ambientales posteriores se modificaron, ya que los factores

Figura 8.- a) *Cyclonephelium* sp. x 500 (80 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-40(V-1). b) *Cannosphaeropsis* sp. x 500 (90 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-55(V-2). c) *Lejeunia magnifica* (Stanley) Lentin y Williams x 500 (94 x 90 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-39(V-2). d) *Deflandrea diebeli* Alberti x 500 (216 x 64 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-55(V-2). e) *Palaeoperidinium* sp. x 1000 (76 x 46 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-40(V-1). f) *Dinogymnium euclaensis* Cookson y Eisenack x 1000 (30 x 23 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-40(V-1). g) *Dinogymnium acuminatum* Evitt, Clarke y Verdier x 1000 (50 x 30 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación Pb-1183(V-3). h) *Cordosphaeridium inodes* (Klumpp) Eisenack x 1000 (80 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación Pb-1183(V-3). i) *Exochosphaeridium* sp. x 1000 (cuerpo central 58 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-42(V-4).

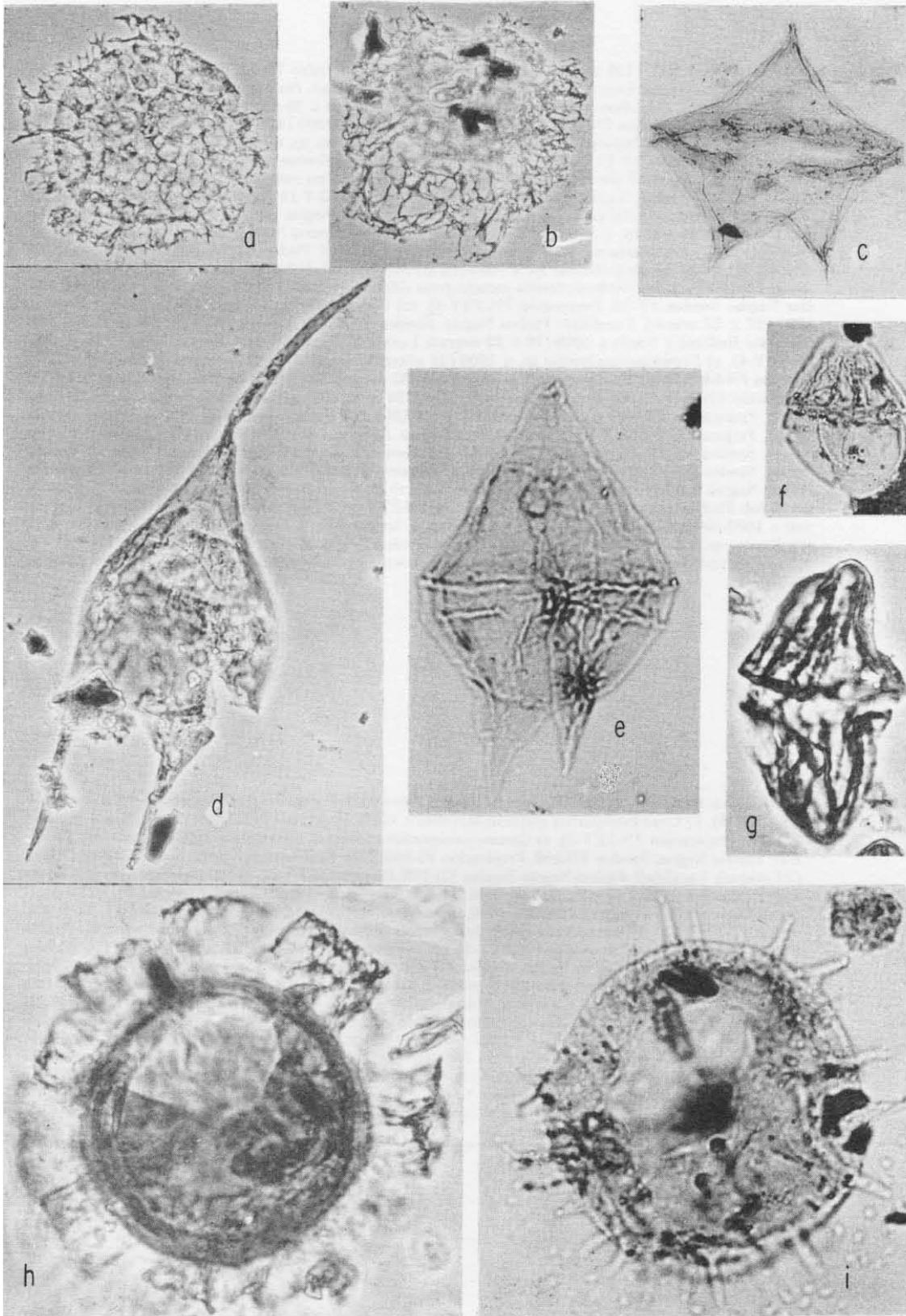


Figura 8.- Explicación en la página 174.

Figura 9.- a) *Pediastrum* sp. x 500 (125 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-62(V-3). b) *Equisetosporites validus* Brenner x 1000 (36 x 20 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-39(V-2). c) *Liliacidites intermedius* Couper x 1000 (44 x 20 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-91(V-4). d) *Equisetosporites* sp. x 1000 (42 x 20 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-39(V-4). e) *Pluricellaesporites* sp. x 1000 (58 x 16 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación 181(V-2). f) *Triporopollenites* sp. x 1000 (27 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-58. Preparación Pb-903(V-2). g) *Liliacidites variegatus* Couper x 1000 (24 x 12 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación Pb-32(V-1). h) *Arecipites reticulatus* (Van der Hammen) Anderson x 1000 (28 x 15 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-60(V-2). i) *Diporisporites* sp. x 1000 (23 x 16 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo GN-37. Preparación PN-150(V-1). j) Zygnemataceae x 1000 (22 x 18 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo GN-37. Preparación PN-181(V-3). k) *Alnipollenites* sp. x 1000 (18 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo GN-37. Preparación PN-150(V-1). l) *Tricolpopollenites variofoveatus* (McIntyre) Elsik x 1000 (24 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-37(V-4). m) *Clavatipollenites hughesii* Couper emend. Kemp x 1000 (27 x 22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-91(V-4). n) *Asteropollis asteroides* Hedlund y Norris x 1000 (28 x 23 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-91(V-4). o) *Extratriporopollenites* sp. x 1000 (22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-64(V-3). p) *Tricolpopollenites* sp. x 1000 (33 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-36(V-5). q) *Araucariacites* sp. x 1000 (58 x 42 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-36(V-6). r) *Proteacidites* sp. x 1000 (20 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-36(V-1). s) *Proteacidites retusus* Anderson x 1000 (20 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-82(V-4). t) *Classopollis* sp. x 1000 (19 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-30(V-2). u) *Extratriporopollenites* sp. x 1000 (22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación Pb-586(V-5). v) *Taxodiaceapollenites* sp. x 1000 (33 x 30 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-37(V-1). w) *Liliacidites complexus* (Stanley) Leffingwell x 1000 (50 x 45 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-91(V-4). x) *Tricolpopollenites* sp. A x 1000 (48 x 34 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-37(V-4). y) *Tricolpopollenites* sp. A (vista polar, 47 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-37(V-4).

Figura 10.- a) *Foveasporis triangulus* Stanley x 1000 (45 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo GN-14. Preparación Pb-573(V-8). b) *Cicatricosisporites olmensis* Martínez x 1000 (36 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-198. Preparación PN-31(V-3). c) *Camarozonosporites concinnus* Srivastava x 1000, (34 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-198. Preparación Pb-903(V-2). d) *Densoisporites perinatus* Couper x 1000, (37 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-198. Preparación PN-32. e) *Stereisporites australis* (Cookson) Krutzsch x 1000, (32 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-198. Preparación Pb-903(V-3). f) *Deltoidospora minor* (Couper) Pocock x 1000, (50 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-57(V-5). g) *Camarozonosporites heskemensis* (Pflanzl) Krutzsch, (22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-37(V-1). h) *Stereisporites stereoides* (Potonie y Venitz) Pflug x 1000, (22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-250. Preparación Pb-606. i) *Echinatisporis homocapillari-formis* Martínez x 1000, (cuerpo central 23 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-255. Preparación PN-150(V-4). j) *Nevesisporites* sp. x 1000, (44 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-7. Preparación Pb-679. k) *Aequitriradites spinulosus* (Cookson y Dettmann) x 1000, (42 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo GN-14. Preparación Pb-586(V-5). l) *Echinatisporis* sp. x 1000, (cuerpo central 27 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-255. Preparación PN-103(V-3). m) *Echinatisporis* sp. x 1000, (cuerpo central 22 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo ED-7. Preparación Pb-679. n) *Appendicisporites* sp. x 500, (74 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-57(V-4). o) *Concavissimisporites* sp. x 1000 (70 micras). Localidad: Piedras Negras. Sondeo VF-12. Preparación PN-85(V-2).

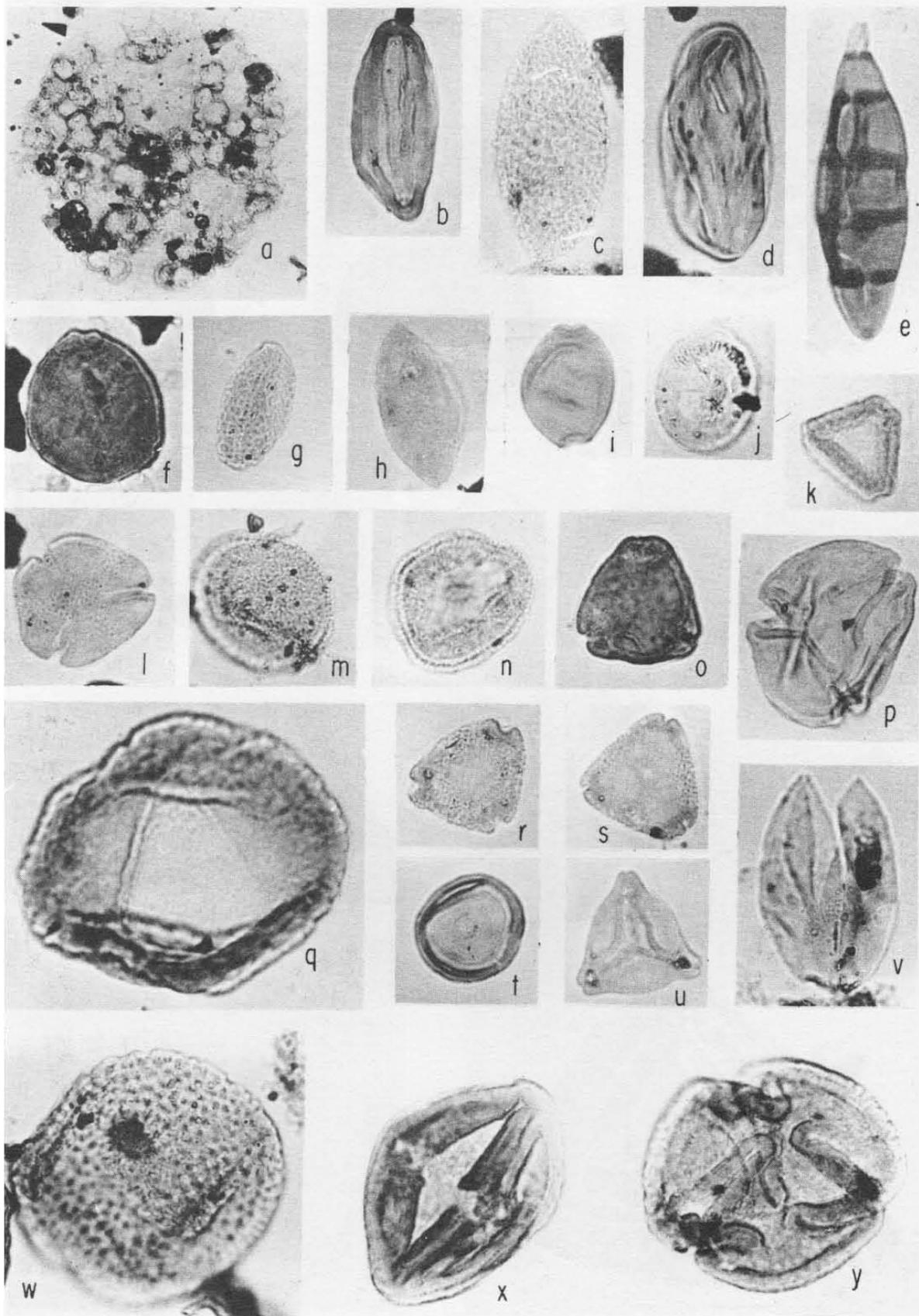


Figura 9.- Explicación en la página 176.

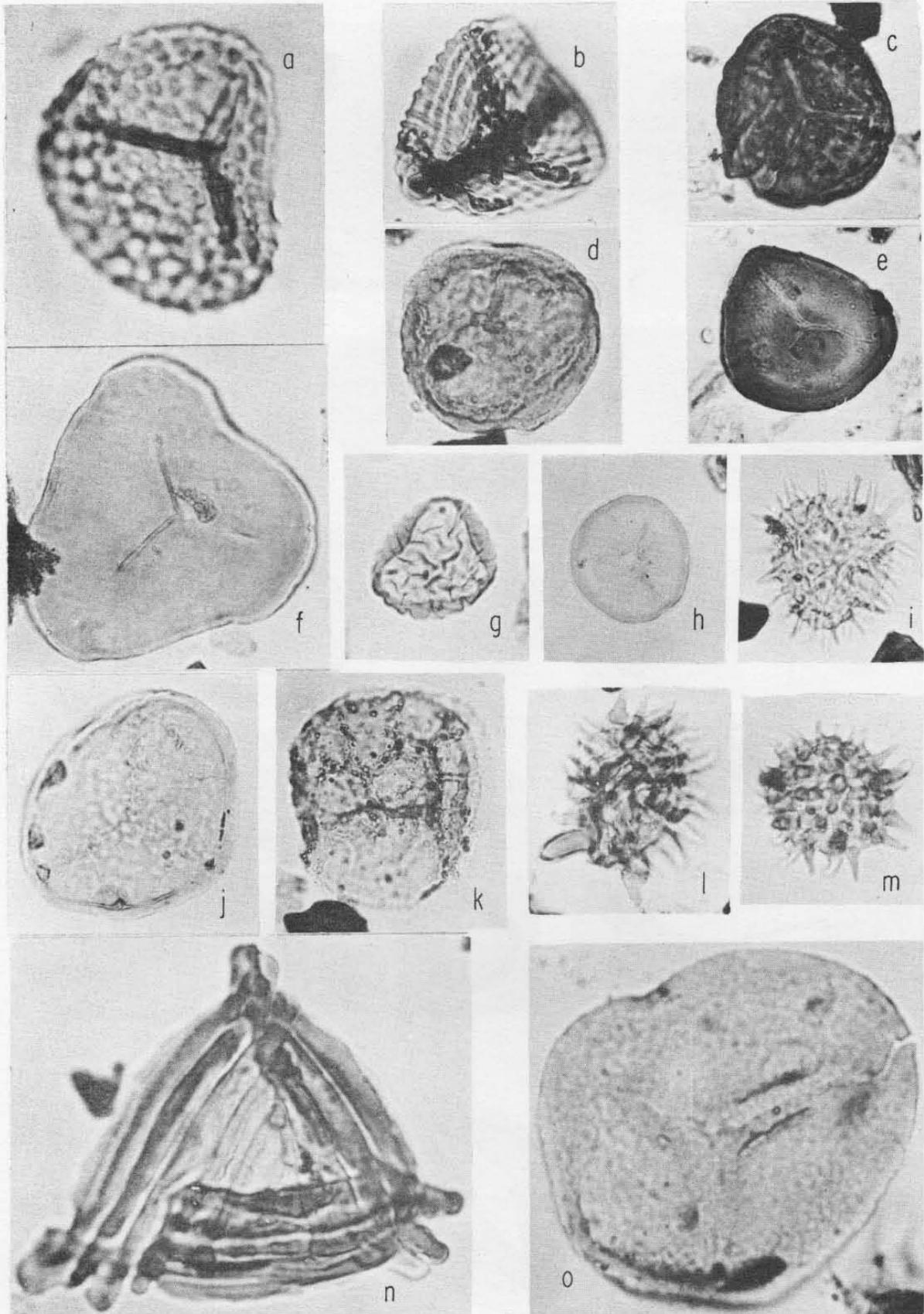


Figura 10.- Explicación en la página 176.

necesarios para la formación de turba no se repitieron y se presentaron condiciones de zonas más abiertas (oxigenación, corrientes), en donde se desarrollaron cuerpos de agua dulce, señalados por la presencia de algas intercaladas

en la secuencia. En esta porción predominan conjuntos palinológicos, producto del transporte selectivo y sedimentación de las arenas de la planicie.

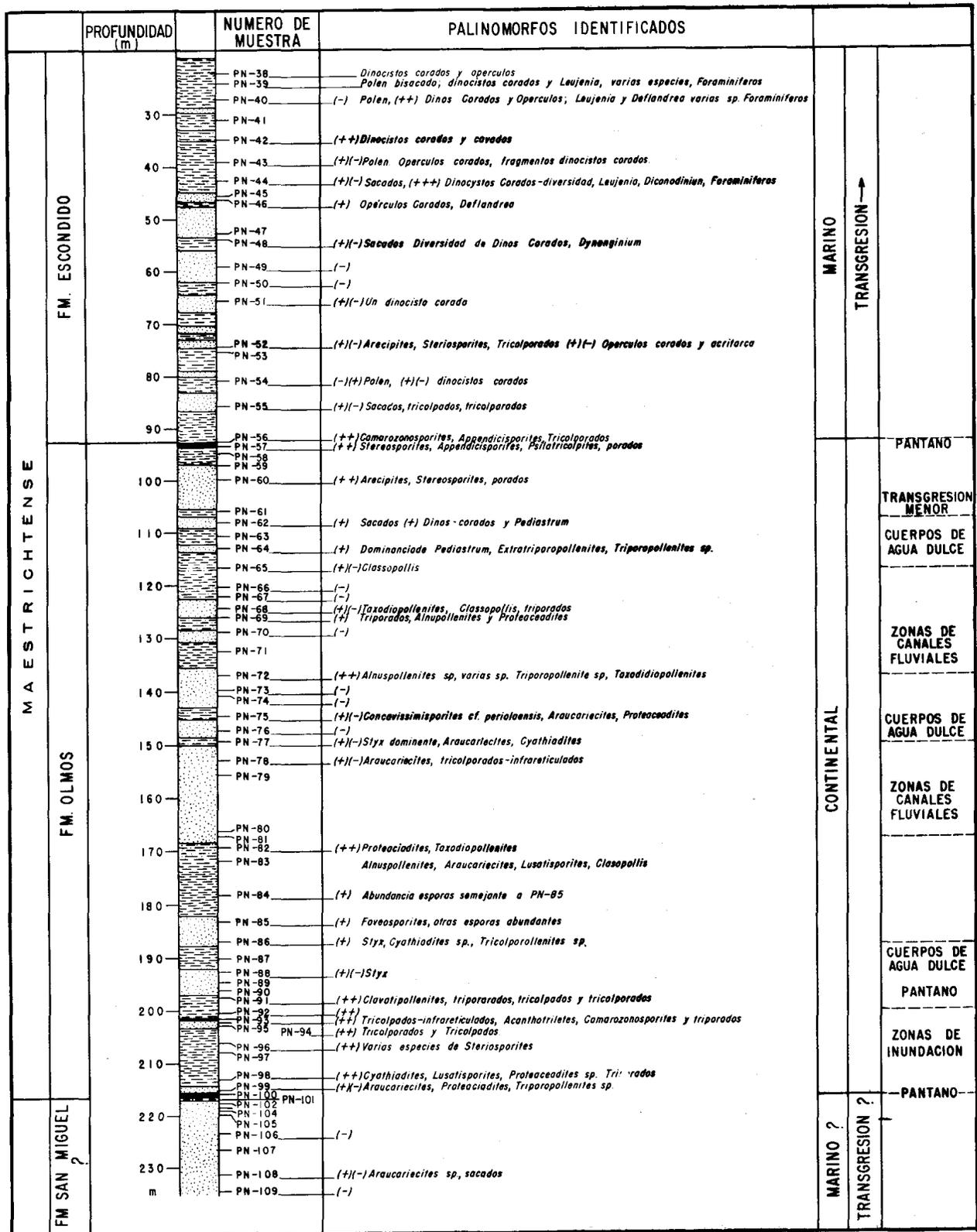


Figura 11.- Análisis palinológico del sondeo VF-12.

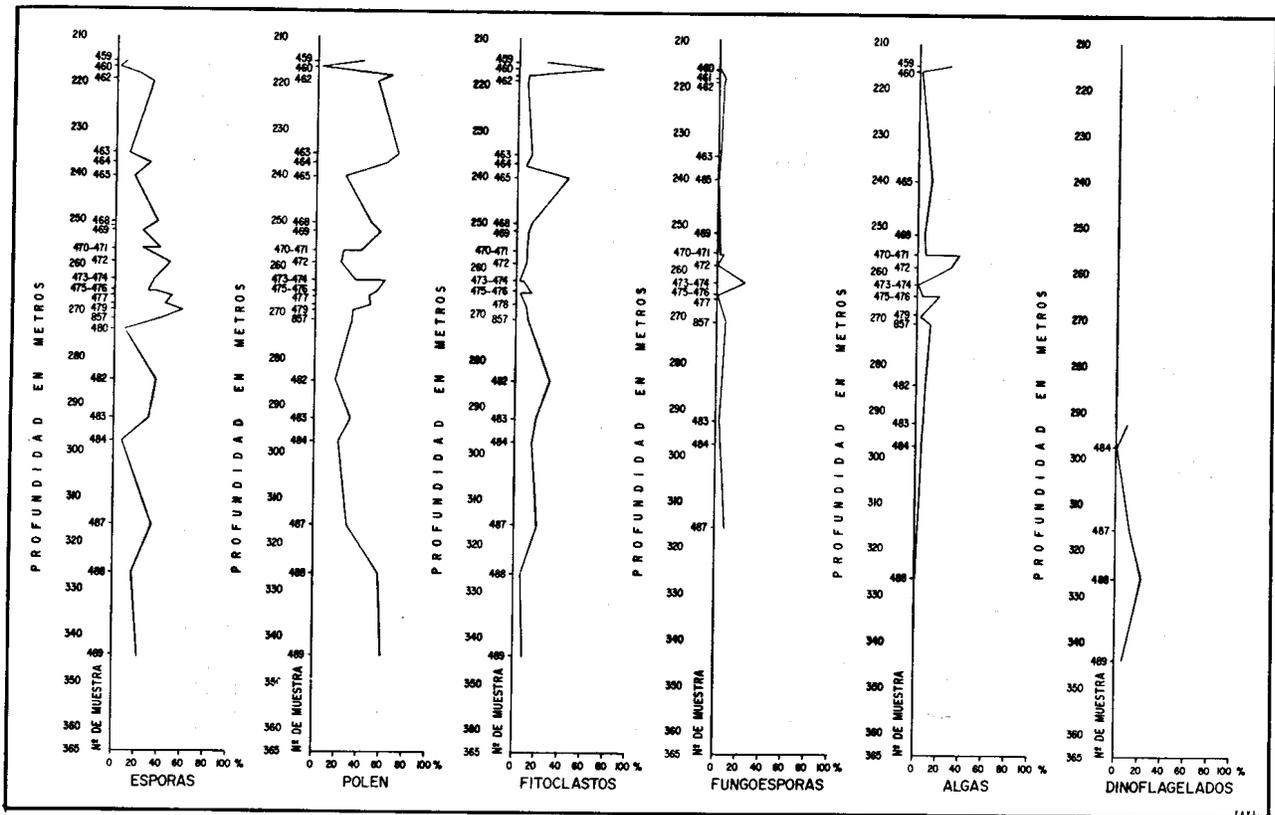


Figura 12.- Frecuencia relativa de los principales grupos de palinomorfos en el sondeo GN-7.

Este núcleo presenta una relación inversa entre las frecuencias de polen y esporas (Figura 15), ya que al aumentar la cantidad de esporas disminuye la de polen, lo que indica diferencias en la tasa de sedimentación, asociada a cambios en las litofacies y puede reflejar diferentes subambientes dentro de la planicie deltaica.

De manera general se concluye que este sondeo corresponde a un ambiente continental desde el punto de vista palinológico, por no encontrarse dinoflagelados en las muestras y sí gran variedad de polen y esporas.

EL FITOPLANCTON (DINOCISTOS) DE LOS SONDEOS GN-154, GN-133, GN-38, GN-46 y F-17

A fin de conocer la paleogeografía de la cuenca Fuentes-Río Escondido y poder delimitar la geometría del paleodelta, definiéndose las partes marinas del delta (prodelta), así como las zonas de influencia marina (frente deltaico), se estudiaron varias muestras exclusivamente desde el punto de vista de su contenido de fitoplancton marino, principalmente quistes de dinoflagelados (Figura 8).

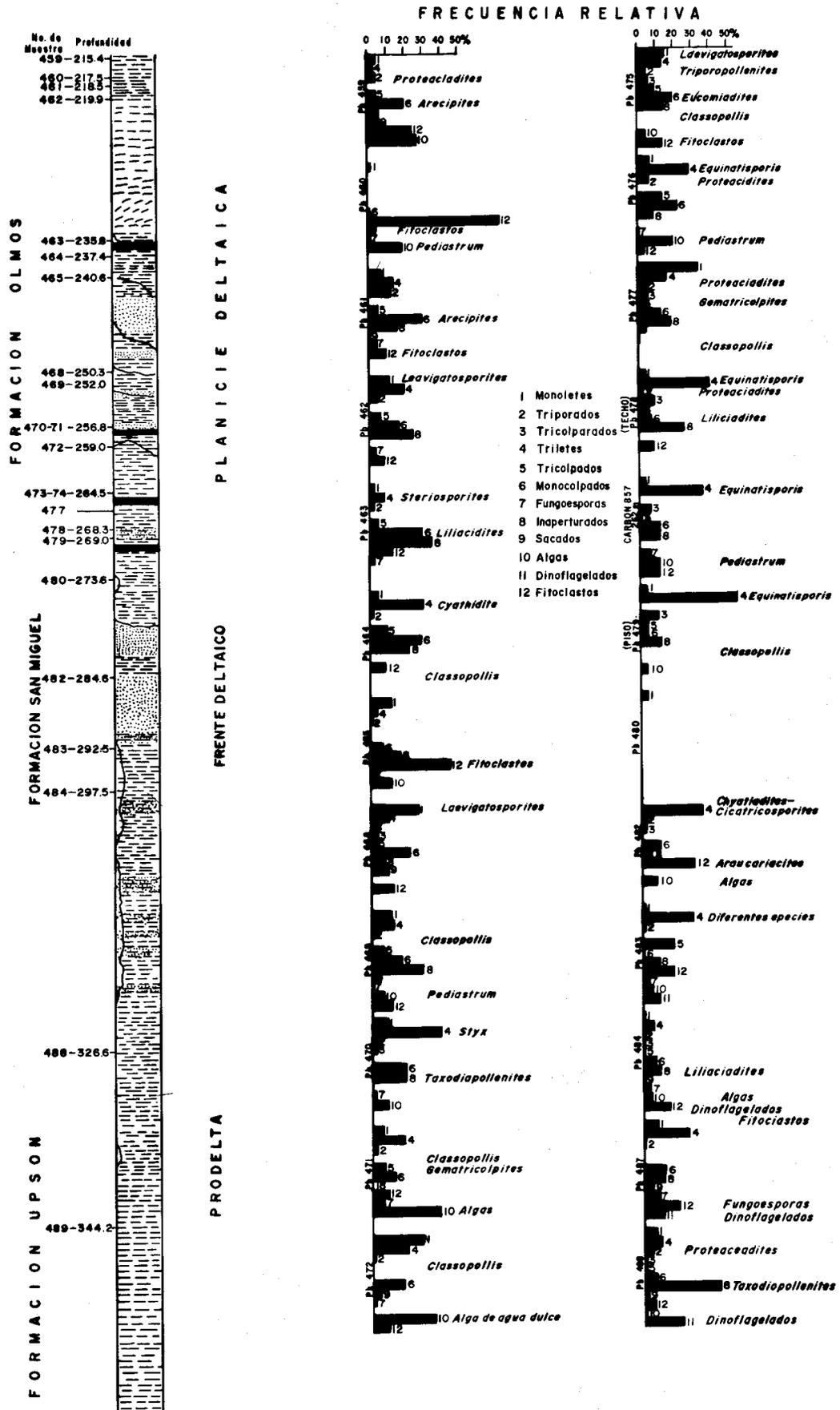
Es un hecho conocido por los palinólogos, que los dinocistos durante el Mesozoico caracterizan los ambientes marinos, lo que ha permitido el empleo de estos microfósiles en la investigación de los paleoambientes de depósito. En el caso específico de la cuenca Fuentes-Río Escondido, se han podido reconocer a través del análisis de los dinocistos, los siguientes paleoambientes:

1.- El frente deltaico (Formación San Miguel), el cual en general no presenta dinocistos debido al carácter grueso de las areniscas que lo constituyen. Sin embargo,

inmediatamente en las rocas infrayacentes, representadas por limolitas y/o lutitas, se encuentran dinocistos marinos del prodelta (Formación Upson). Mediante esta técnica, los espesores de las areniscas que forman al frente deltaico (Formación San Miguel), se han detectado como muy variables, con espesores desde 25 hasta 100 m. Además, el reconocimiento de la geometría de los cuerpos de sedimentos del frente deltaico y de las facies del prodelta se refuerza aún más con la predominancia del grano de polen *Classopollis* (Figura 9), y con la presencia de un mayor número de granos bisacados de gimnospermas.

En la Figura 16 del sondeo GN-133 y la Figura 17 del sondeo GN-38, se grafica el número de dinocistos cavados y corados por gramo de sedimento y se aprecia una tendencia a un mayor número de dinoflagelados de tipo cavado, lo que podría indicar un ambiente de prodelta.

2.- La Formación Olmos, de carácter continental y representante de la planicie deltaica, se encuentra infrayaciendo a la Formación Escondido. Esta última unidad litoestratigráfica se puede reconocer fácilmente por la abundancia de dinocistos corados (Figura 8, a, b, h, i) y la diversidad de dinocistos cavados proximados. Así, el carácter transgresivo de la Formación Escondido se puede detectar en sondeos como el VF-12, en donde la Figura 18 nos muestra la parte superior del núcleo de este sondeo y se puede apreciar el gran número de quistes cavados desde la primera muestra PN-62 (1,470 dinocistos por gr de sedimento). La presencia de esta microflora es un indicador de la rápida subsidencia de la cuenca y/o el repentino aumento del nivel del mar por cambios eustáticos. Cualquiera que haya sido la causa, el resultado final fue una invasión marina que prácticamente



sepultó al delta momentáneamente hasta la invasión marina definitiva que se registra a partir de la muestra PN-96. A partir de este punto, la transgresión domina en toda la sección. Es evidente que reconociendo la Formación Escondido, también se contribuye al reconocimiento del espesor de la Formación Olmos.

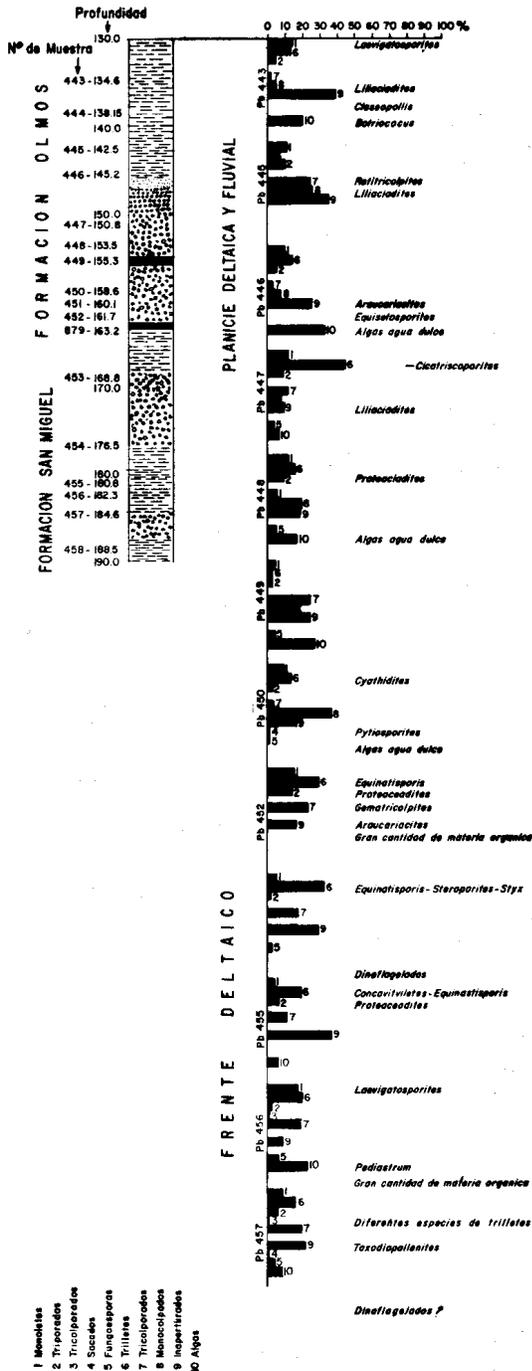


Figura 14.- Histograma de los taxa más abundantes en el sondeo VF-10.

3.- En la exploración del carbón en esta cuenca, también es de importancia el conocimiento de las facies marinas que subyacen la base de la Formación Olmos. La zona de

transición entre el frente deltaico de la Formación San Miguel y la Formación Olmos no es muy fosilífera, en contraste con la Formación Upson (prodelta), en donde las lutitas y limolitas contienen gran cantidad de dinocistos. Es en la Figura 19, que corresponde al sondeo F-17, donde la gran diversidad de quistes cavados (Figura 8, c-e) nos prueba la existencia de un ambiente marino-nerítico de una facies de prodelta. Estos paleoambientes también se pueden reconocer por su contenido fitoplanctónico en la base de otros sondeos como el GN-154 y GN-46 (Figura 20).

DETERMINACION DE LA EDAD RELATIVA

La Formación San Miguel ha sido reportada como del Campaniano por la presencia de *Ostrea saltillensis* (Böse y Cavins, 1927). De la parte basal de la Formación Olmos se identificó a *Coahuilites* sp. (Böse y Cavins, 1927), un amonita característica del Maestrichtiano. Las areniscas blancas (Formación San Miguel) representan el contacto entre estas dos formaciones y se consideran el paso transicional del Campaniano-Maestrichtiano, según Robeck y colaboradores (1956).

Al estudiar cualitativamente varios sondeos, se recuperaron palinomorfos característicos del Cretácico Superior como: *Cupuliferoidapollenites certus*, *Aequitriradites spinulosus*, *Extratirporopollenites firmus*, *Foveosporis triangularis* entre otros, sin poder precisar la bioestratigrafía a nivel de piso. Sin embargo, al trabajar con los dinocistos de las Formaciones Upson y Escondido, la presencia de dinoflagelados como *Dinogymnium nelsonense*, *Dinogymnium euclaensis* (Figura 8, f), *Exoschosphaeridium bifidum*, nos indica una edad maestrichtiana para el paleodelta de la cuenca Fuentes-Río Escondido, coincidiendo con lo señalado al sur de Texas por Zaitzeff y Cross (1971) en el Grupo Navarro.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Adkins, W. S., 1933, The geology of Texas; part 2, the Mesozoic systems in Texas: Texas Univ. Bull. 3232, p. 239-518.

Böse, Emil, y Cavins, C. O., 1927, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico: Texas Univ. Bull. 2748, p. 7-142.

Kremp, G. O., 1956, Coal types - a function to swamp environments: Crystal Cliffs, Nova Scotia, 3 Conf. Origin of Coal, Proc., p. 270-282.

Martínez-Hernández, Enrique, 1979, Estudio palinológico del sondeo VF-12, de la Cuenca Carbonífera Fuentes-Río Escondido, Piedras Negras, Coahuila: Piedras Negras, Comisión Federal de Electricidad, Residencia de Estudios Carboníferos, informe, 16 p., 4 lám., (inédito).

Ojeda, R. J. et al., 1968, Sabinas coal region guidebook: México, D. F., Geol. Soc. America. Annual meeting, Field Trip 1, 72 p., (en mimeógrafo).

Rueda-Gaxiola, Jaime, 1967, Contribution à l'étude palynologique et pétrographique du charbon cretacé du bassin de Sabinas, Coahuila, Mexique: Lille, (Francia), Univ. Lille, tesis doctoral (3er. ciclo), 3 vol., 408 p., (inédita).

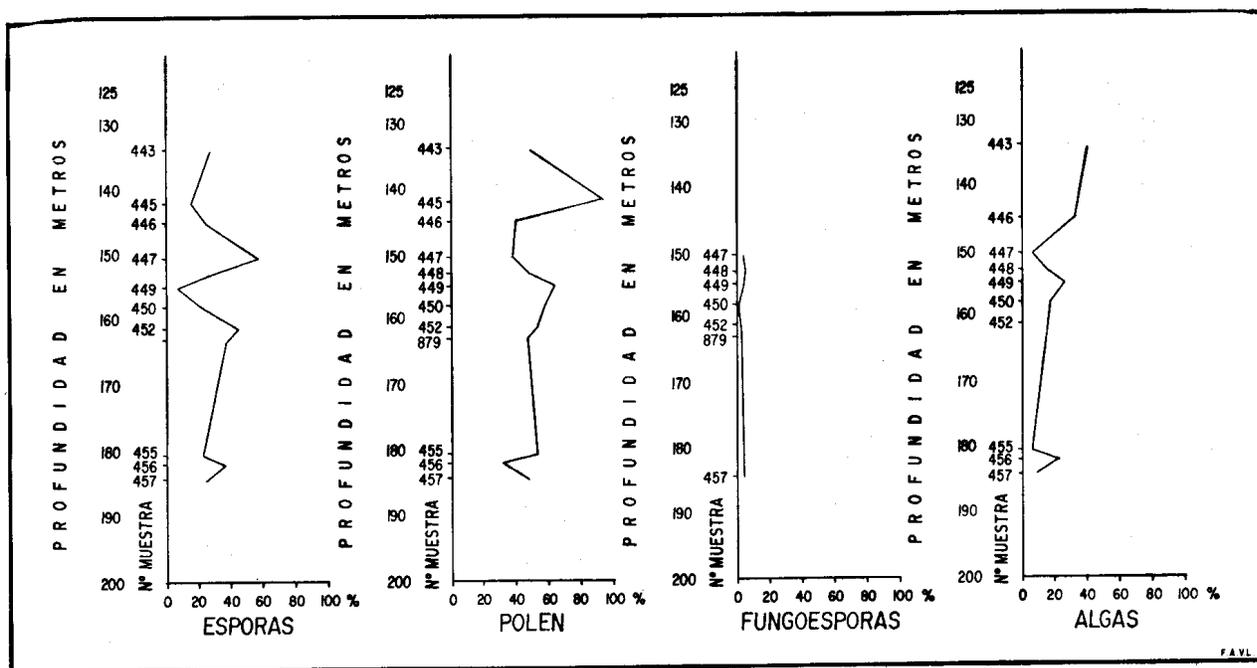


Figura 15.- Frecuencia relativa de los principales grupos de palinomorfos en el sondeo VF-10.

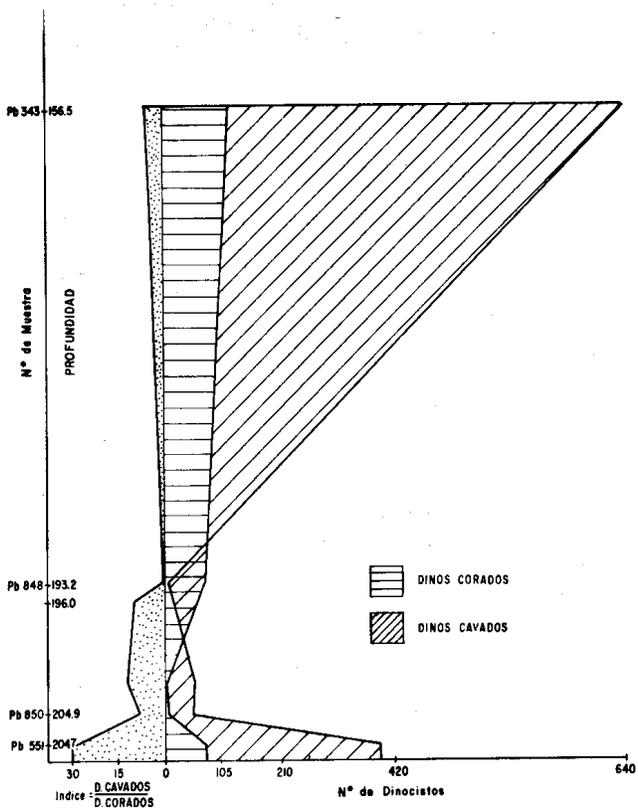


Figura 16.- Sondeo GN-133. Cantidad absoluta de dinocistos por gramo de sedimento y proporción de dinocistos cavados y corados (índice).

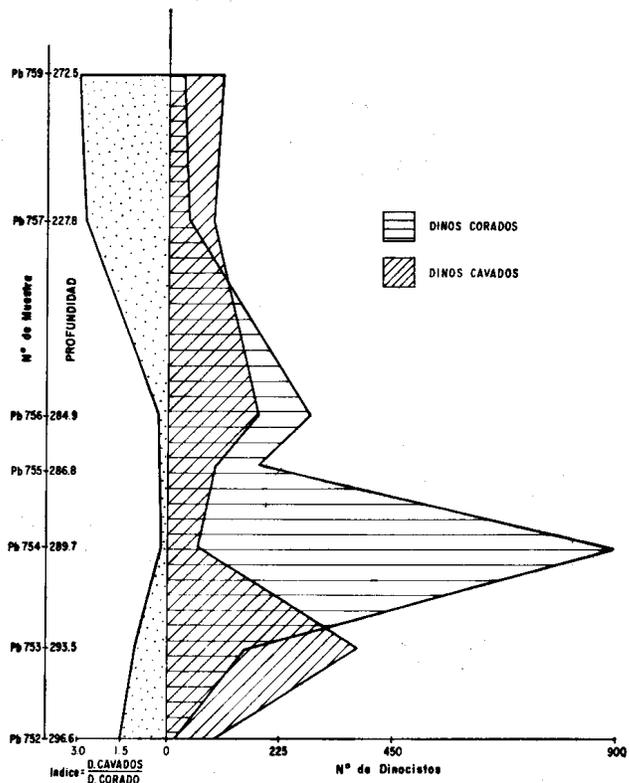


Figura 17.- Sondeo GN-38. Cantidad absoluta de dinocistos por gramo de sedimento y proporción de dinocistos cavados y corados (índice).

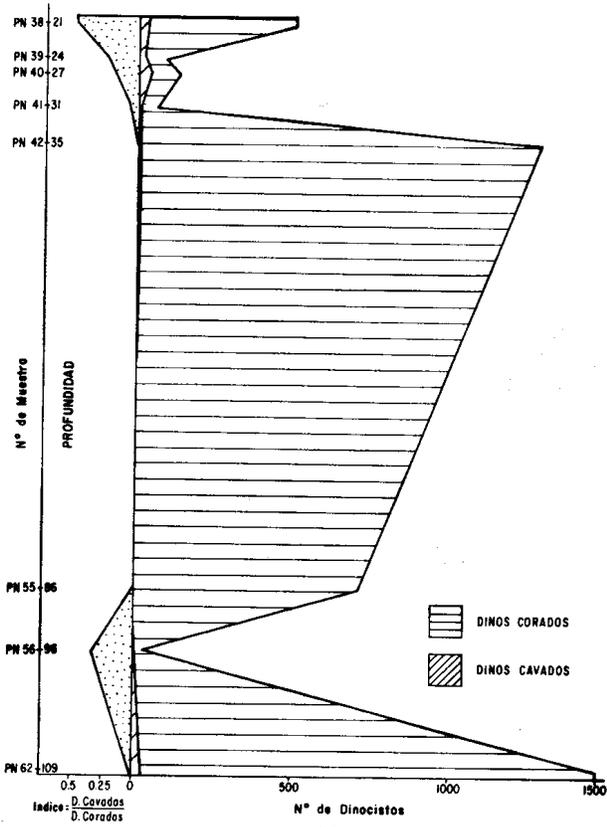


Figura 18.- Sondeo VF-12. Cantidad absoluta de dinocistos por gramo de sedimento y proporción de dinocistos cavados y corados (índice).

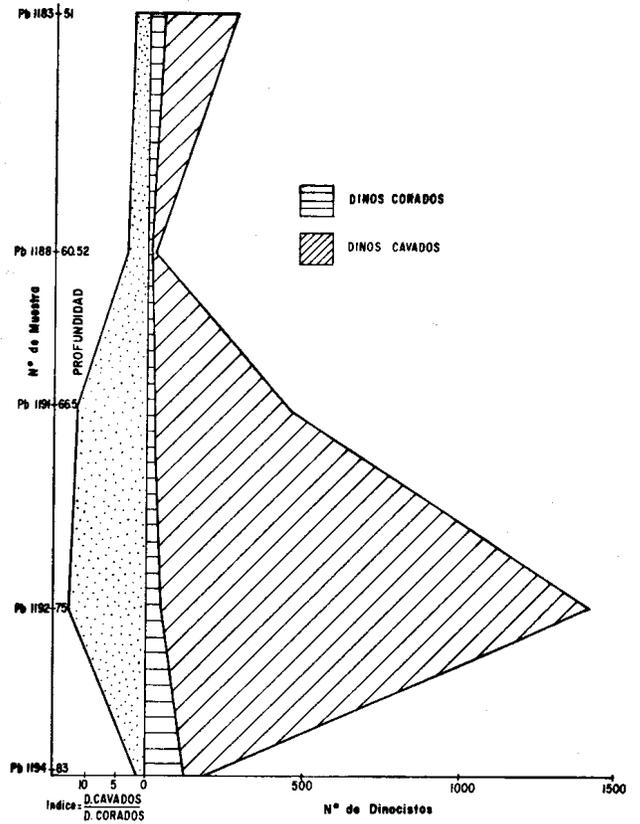


Figura 19.- Sondeo F-17. Cantidad absoluta de dinocistos por gramo de sedimento y proporción de dinocistos cavados y corados (índice).

BARRENO GN - 154

MUESTRA	PROFUNDIDAD	CORADOS	CAVADOS	INDICE = $\frac{\text{Dinos Cavados}}{\text{Dinos Corados}}$
Pb 864	141.30 m.	3722	270	0.072
Pb 855	144.5 m.	56	799	14.26

BARRENO GN-46

MUESTRA	PROFUNDIDAD	CORADOS	CAVADOS	INDICE = $\frac{\text{Dinos Cavados}}{\text{Dinos Corados}}$
PN 310	365 m.	208	0	0
PN 314	370 m.	116	140	.875

Figura 20.- Sondeos GN-154 y GN-46. Cantidades absolutas de dinocistos por gramo de sedimento y proporción de dinocistos cavados y corados (índice).

- Robeck, T. C., Pesquera-Velázquez, Rubén, y Ulloa, Salvador, 1956, Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Edo. Coahuila: México, D. F., Cong. Geol. Internal. 20, monogr., 109 p.
- Traverse, A., y Ginsberg, R. N., 1966, Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation: *Marine Geology*, v. 4, p. 417-459.
- Weber, Reinhard, 1972, La vegetación maestrichtiana de la Formación Olmos de Coahuila, México: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 33, p. 5-19.
- Zaitzeff, J. B., y Cross, A. T., 1971, The use of dinoflagellates and acritarchs for zonation and correlation of the Navarro Group (Maestrichtian) of Texas: *in*: Kosanke, R., and Cross, A. T., eds., Symposium on palynology of the Late Cretaceous and early Tertiary: *Geol. Soc. America, Spec. Paper 127*, p. 341-377, (1970).