

## PALINOMORFOS DEL JURASICO TEMPRANO DE LA FORMACION GRAN TESORO, SANTA MARIA DEL ORO, DURANGO

*Mario Aranda,<sup>1</sup> Odranoel Quintero<sup>2</sup> y  
Enrique Martínez-Hernández<sup>2</sup>*

La serranía de Santa María del Oro se localiza en la porción centro-septentrional del Estado de Durango, en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental. El poblado de Santa María del Oro se encuentra a 50 km hacia el oeste de la Carretera Panamericana que comunica a las ciudades de Durango, Dgo. y Parral, Chih., a la altura del caserío denominado La Resolana, aproximadamente a 120 km hacia el sur de Parral, Chih. Los trabajos más antiguos que se han realizado en el área se enfocaron a la prospección minera y son, en orden cronológico, los siguientes:

Villar (1910) reportó por vez primera pizarras cloríticas y carbonosas en el área de Santa María del Oro; mientras que Alba-Pascoe (1965) y Berumen y Pavón (1983) señalaron que Russell fue el primero en utilizar el término formación Gran Tesoro (Russell, 1924 in Berumen y Pavón, op. cit.). Main (1950) publicó un resumen en el que menciona la existencia de filitas fuertemente onduladas en el área de Inde-Cieneguillas y les asignó una edad paleozoica tardía.

En los alrededores de Santa María del Oro están expuestas las rocas que se han reportado como formación Gran Tesoro, siendo éstas pizarras negras con escasos estratos de litarenitas, llegando a presentar rizaduras de fondo, y las areniscas gradación y laminación. Esta secuencia sedimentaria está atravesada por una gran cantidad de diques de composición granítica y máfica. Además, en la secuencia están incluidos bloques de caliza, limolitas calcáreas, limolitas, metaconglomerados, cuarzo-arenitas, areniscas bioclásticas, marmoles, limolitas de color pardo rojizo, tobas verdes, cuarzo blanco y fragmentos grandes de cuarcita. También están presentes lavas con reliquias de estructuras de almohadillas. Existe también otra unidad de rocas metamórficas que reportó Davis (1954), como esquistos de muscovita-clorita y cuarzo sericíticos, con biotita, en el área de Santa María del Oro. Esta unidad metamórfica está constituida principalmente por esquistos de muscovita y cuarzo cuya foliación está finalmente ondulada, existiendo también *kinkbands* debidas a una segunda deformación.

Eguiluz y Campa (1982) y Berumen y Pavón (op. cit.) incluyen a los esquistos dentro de la formación Gran Tesoro, aun cuando Pacheco y colaboradores (1982) los agrupan en unidades tectonoestratigráficas distintas.

También existen en la región rocas mesozoicas cuyos ambientes de depósito corresponden a áreas continentales y marinas. Las rocas de ambientes continentales están representadas por rocas volcánicas, conglomerados y limolitas; las marinas están constituidas por: calizas *packstone* y *grainstone* con estructuras oncolíticas de estratificación mediana y gruesa; areniscas de grano fino, lutitas negras con concreciones calcáreas, pedernales intercalados con limolitas y limolitas que estratigráficamente hacia arriba se intercalan con areniscas y calizas de estratificación delgada para volverse posteriormente, hacia la cima, lutitas que también se intercalan con las areniscas y calizas.

Estas unidades litoestratigráficas han sido correlacionadas con las unidades marinas jurásicas y cretácicas de la región de San Pedro del Gallo (Aranda y Contreras, 1986).

El objetivo principal de esta comunicación es dar a conocer la edad jurásica temprana de las pizarras negras de la formación Gran Tesoro.

Según Alba (1965), en 1924 Russell las consideró de edad ordovícica, mientras que Main (1950) asignó a estas rocas una edad paleozoica tardía.

Berumen y Pavón encontraron fauna en los mismos afloramientos, la cual consiste en equinodermos-crinoides, y asignaron a esta formación una edad pensilvánica media.

Zaldivar y Garduño (1984) reportaron fauna carbonífera de braquiópodos y briozoarios fenestelidos.

Los autores de la presente nota colectaron muestras de pizarras negras en el Arroyo Pescaditos y se les sometieron a estudios palinológicos, resultando algunos ejemplares del género *Classopollis* sp., el cual tiene un alcance estratigráfico que abarca desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío.

El polen fósil del género *Classopollis* Pflug (1953) tiene una distribución cosmopolita en estratos mesozoicos a partir del Triásico Superior hasta el Turoniano (Srivastava, 1976); sin embargo, existen registros aislados de *Classopollis* aún en el Cretácico Superior en varias regiones del mundo; *i. e.* en el Maastrichtiano de Rusia (Budrin, 1969) y de México (Martínez-Hernández *et. al.*, 1980).

A fin de poder precisar en la bioestratigrafía del género *Classopollis*, es necesario considerar la evolución de la estruc-

<sup>1</sup> PEMEX-DFNE, Boulevard Lázaro Cárdenas s/n, Reynosa, Tamps.

<sup>2</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F.

tura y escultura de dicho grano de polen. Así, los primeros taxa que aparecen en el Triasico Tardio se caracterizan por presentar una exina lisa, como es el caso de *Classopollis meyerianus* (Klaus) de Jersey y *Classopollis kieseri* Reyre (1970).

Posteriormente, al principio del Jurasico, la exina de la especie *Classopollis classoides* tiene una estructura baculada muy compleja, la cual integra bandas estriadas en el ecuador (Figura 1a-f).

Finalmente, durante el Jurasico Tardio y Cretacico Temprano comienzan a desarrollarse sobre la exina diversos tipos de elementos esculturales, *i.e.* *Classopollis martinottii* Reyre.

Los ejemplares de *Classopollis* recuperados de la formacion Gran Tesoro en Santa Maria del Oro presentan características morfológicas que los relacionan con *Classopollis classoides* Pflug 1953 y *Classopollis kieseri* Reyre 1970 (Figura 1e-j, m-o). lo aue coloca a esta formacion en el Jurásico Inferior.

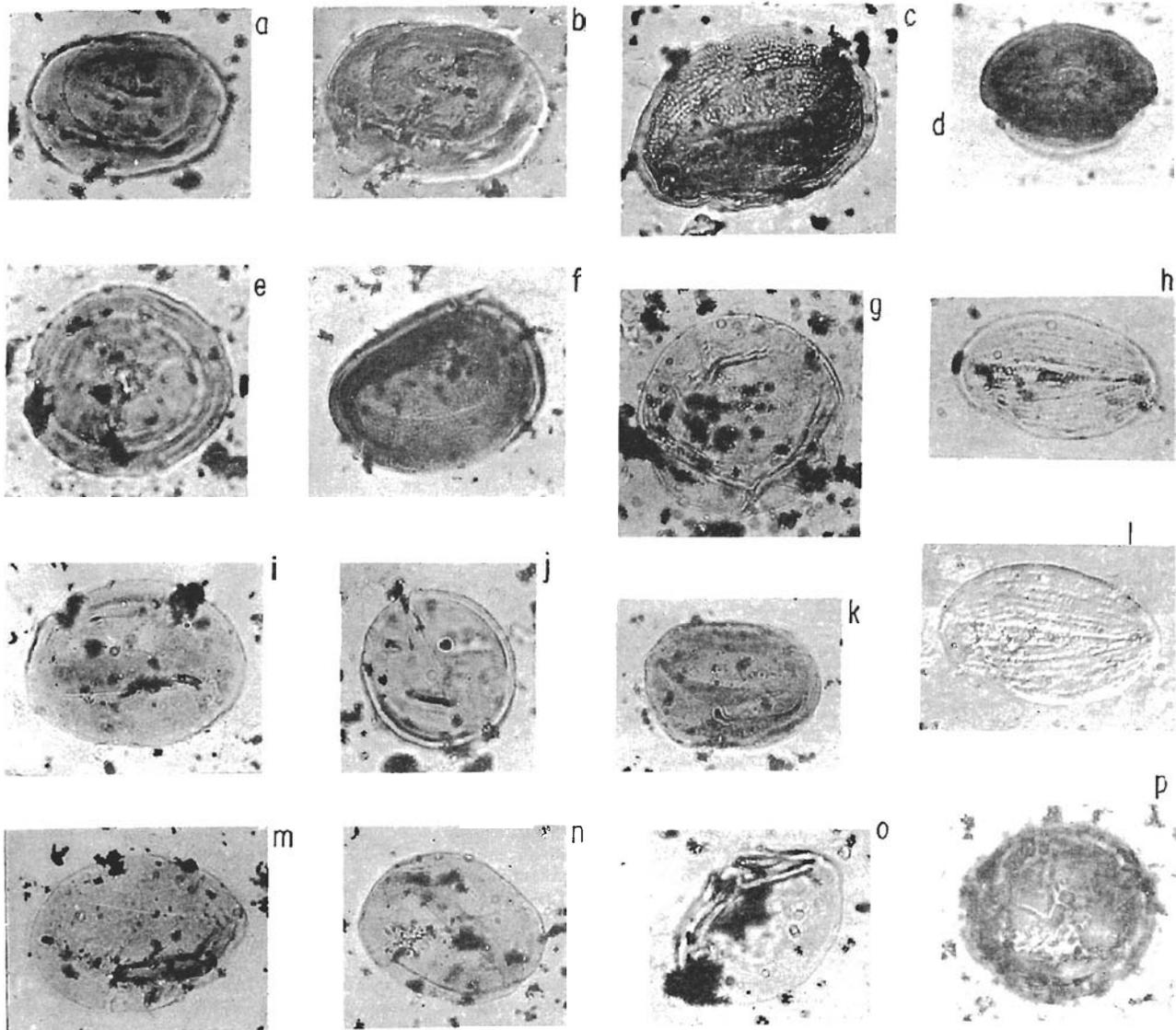


Figura 1.- (Todos los palinomorfos x 1000). a. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-1, coordenadas (99.2 x 6.3); b. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-1, coordenadas (99.2 x 6.3); c. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-4, coordenadas (113.5 x 2.8); d. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-1, coordenadas (99.4 x 8); e. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-2, coordenadas (113 x 9); f. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953 muestra Pb 3547-1, coordenadas (114 x 18); g. *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-2, coordenadas (107.1 x 17.3); h. grano de polen sulcado-estriado, muestra Pb 3547-2, coordenadas (109.5 x 1.6); i. *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-2, coordenadas (111.4 x 21.3); j. *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-1, coordenadas (103.8 x 8.5); k. *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug 1953, muestra Pb 3547-1, coordenadas (112 x 3.4); l. Grano de polen sulcado-estriado, muestra Pb 3547-2, coordenadas (109.5 x 1.6); m. *Classopollis* cf. *kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-1, coordenadas (101.5 x 20.6); n. *Classopollis* cf. *kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-1, coordenadas (102.4 x 20); o. *Classopollis* cf. *kieseri* Reyre 1970, muestra Pb 3547-1, coordenadas (115 x 19); p. Palinomorfo de afinidad incierta, muestra Pb 3547-1, coordenadas (112 x 15.7).

Desde el punto de vista **paleoecológico**, las plantas productoras del polen tipo “**Classopollis**” pertenecen a coníferas extintas de la familia Cheirolepidiaceae, las cuales ocuparon una amplia gama de habitats; aunque la mayor diversidad de especies se encontraba en las zonas tropicales, ocupando las llanuras costeras, deltas y barreras y de ahí su abundancia en sedimentos marinos, aumentando su concentración en ciclos **transgresivos** (Wall, 1965; Valkhrameev, 1970) y en las progradaciones deltaicas de la región del pro-delta (Martínez-Hernández et al., *op. cit.*).

El conjunto palinológico está integrado por los granos de polen del género *Classopollis* y además por la abundancia de acritarcas del grupo Acanthomorphae, representadas por las especies pertenecientes al género *Micrhystridium* (Figura 2f-o). La presencia de este tipo de microplancton tiene un gran significado paleoambiental, según el modelo paleoecológico establecido por Wall (1965) para acritarcas del Jurásico Inferior de Inglaterra, quien concluye que la poca diversidad de especies en el microplancton es característica de ambientes marinos someros cercanos al continente donde se presentan formas de acritarcas de espigas largas como *Micrhystridium lymensis* (Figura 2j-o), indicadoras de condiciones de baja energía en el depósito.

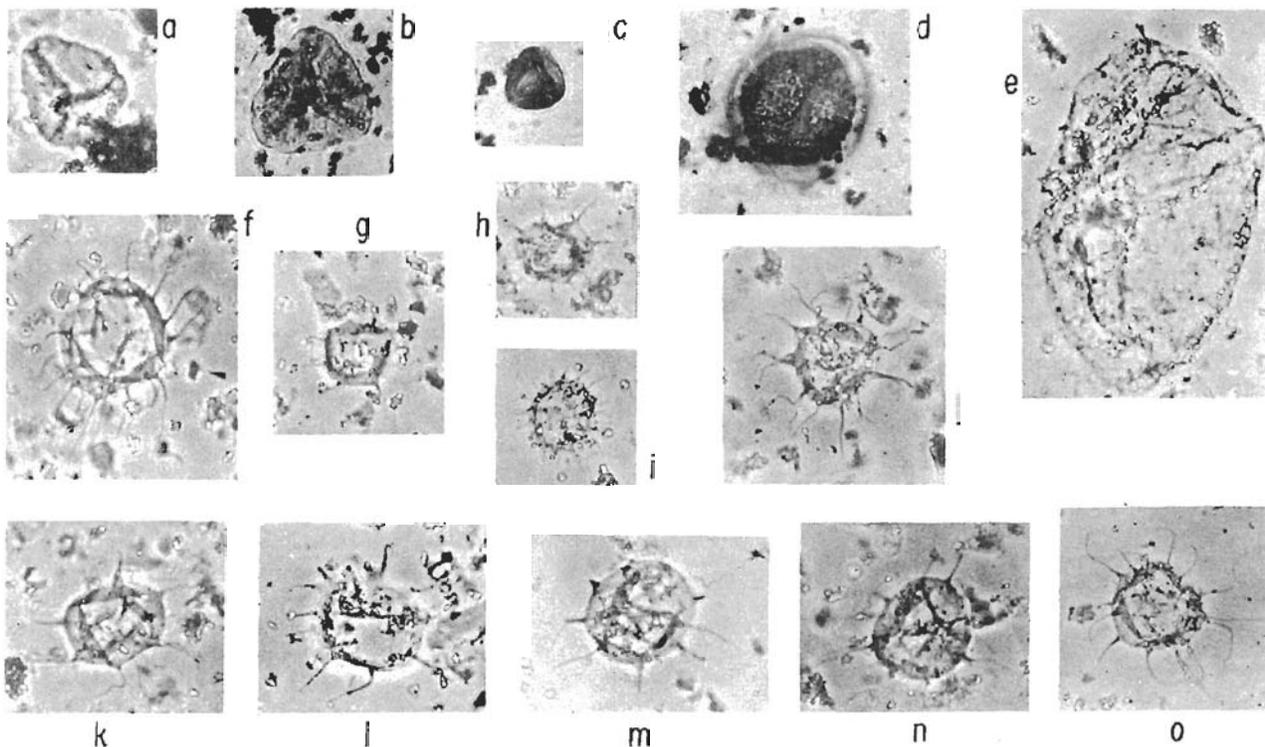


Figura 2.- (Todos los palinomorfos x 1000). a. Espora **trilete**, muestra Pb 3547-2, coordenadas (110.7 x 10); b. espora **trilete**, muestra Pb 3547-2, coordenadas (104.2 x 19.4); c. esporomorfo **incertaesedis**, muestra Pb 3547-1, coordenadas (99 x 8.3); d. *Cymatiosphaera* sp., muestra Pb 3547-1, coordenadas (105 x 15); e. dinoquiste, muestra Pb 3547-3, coordenadas (99.4 x 3); f. *Micrhystridium* cf. *M. wattonensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-1, coordenadas (100.5 x 12); g. *Micrhystridium* sp. 1, muestra Pb 3547-1, coordenadas (108.2 x 5); h. *Micrhystridium* sp. 1, muestra Pb 3547-1, coordenadas (110 x 19.2); i. *Micrhystridium* sp. 2, muestra Pb 3547-1, coordenadas (105 x 23); j. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-2, coordenadas (112.7 x 19.4); k. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-1, coordenadas (110.5 x 19.8); l. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-1, coordenadas (105 x 20.2); m. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-2, coordenadas (96 x 21.6); n. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-1, coordenadas (110.2 x 3); o. *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall 1965, muestra Pb 3547-2, coordenadas (117 x 20).

Damon y colegas (1981) hicieron fechamientos radiométricos por el método de K-Ar del granito que intrusión a la formación Gran Tesoro y obtuvieron edades de  $155 \pm 3$  y  $149 \pm 3$  Ma, que lo ubica en el lapso comprendido entre el Kimeridgiano y el Titoniano (Geological Society of America, 1983). Estas edades radiométricas pudieran corroborar la edad jurásica temprana de la formación Gran Tesoro, quedando por aclarar la relación estratigráfica de las rocas que contienen fósiles paleozoicos y esta formación.

Tomando como base las características de contacto y distribución de las rocas paleozoicas, así como los **metaconglomerados**, cuarzo-arenitas y demás rocas que se encuentran incluidos en la formación Gran Tesoro, es muy probable que sean bloques exóticos (olistolitos) dentro de una matriz pelítica psamítica que pudiera ser de naturaleza turbidítica **distal**. De hecho, lo anterior fue sugerido por Eguiluz y Campa (1982, p. 19) como hipótesis alternativa.

La relación de las rocas metavolcánicas con la secuencia pelítico-psamítica es aún incierta, ya que no se ha podido establecer si estas pertenecen a la secuencia o si son más antiguas, debido a que también se encuentran algunos bloques

aislados de rocas metavolcanicas envueltos dentro de la formacion Gran Tesoro, aunque estos pudieran ser tambien boudines **tectónicos**.

La edad jurasica temprana de los metasedimentos negros de la formacion Gran Tesoro respecto a las **edades paleozoicas** de los **esquistos de muscovita** ( $326 \pm 26$ ) (**Araujo y Arenas, 1983** in Zaldivar y Garduno, **1984**), y el contacto tectonico entre ellos, asi como con la secuencia sedimentaria mesozoica, hace que este fechamiento palinologico sea relevante en las futuras interpretaciones **geotectónicas** de esa region.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alba-Pascoe, J. A., 1965, Estudio geologico preliminar del distrito minero de Inde, Estado de Durango: Mexico, D. F., Inst. **Politéc. Nal., Esc. Sup. Ing. Arquitectura**, tesis **profesional**, 66 p. (inedita).
- Aranda-Garcia, Mano, Gomez-Luna, M. E., y Contreras y Montero, Beatriz, 1987, El Jurasico Superior (**Kimeridgiano-Titoniano**) en el area, de Santa Maria del Oro, Durango, Mexico: Revista **Soc. Mex. Paleontologia**, v. 1, p. 75-87.
- Berumen-Esparza, Rafael, y Pavon-Leal, Ruben, 1983, Estudio geologico-minero del area de Santa Maria del Oro, Durango: Mexico, D. F., Univ. Nal. Auton. Mexico, **Fac. Ingenieria**, tesis profesional, 122 p. (inedita).
- Budnn, U. S., 1969, A paleopalynologic description of the key Upper Cretaceous section in the Nayba River Basin, southern Sakhalin: **Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R.** 186, p. 64-66. Traducccion inglesa del original en ruso.
- Damon, P. E., y Shafiqullah, Muhammad, y Clark, K. F., 1981, Age trend of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera: in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., Relations to ore deposits in Southern Cordillera. **Ariz. Geol. Soc. Digest**, v. 14, Tucson, Arizona, p. 137-154.
- Davis, I. R., 1954, The geology and ore deposits of Santa Maria del Oro gold cooper distnct, Durango, Mexico: Ann **Arbor**, Univ. Michigan, disertacion doctoral, 246 p. (inedita).
- Eguiluz de Antunano, Samuel, y Campa-Uranga, M. F., **1982(1985)**, Problemas tectonicos del sector de San Pedro del Gallo, en los Estados de Chihuahua y Durango: **Bol. Asoc. Mex. Ceologos Petroleros**, v. 34, num. 2, p. 5-42.
- Flores-Lopez, Roberto, Pacheco, Carlos, Castro-Moreno, Ricardo, y Gomez, M. A., 1981, Estudio tectonico estructural a partir de imagenes **de** satelite del Estado de Chihuahua y norte de Durango: Mexico, D. F., Instituto Mexicano del Petroleo, Proyecto 1124, Reporte Interno (inedito).
- Geological Society of America**, 1983, Geologic Time Scale Decade of North American Geology: **Geology**, v. 11, p. 504.
- Main, F. H., 1950, Structure and stratigraphy of the Inde-Cieneguillas district, Durango, Mexico: **Geol. Soc. America Bull.**, v. 61, num. 12, p. 1483 (resumen).
- Martinez-Hernandez, Enrique, Almeida-Lenero, Lucia, Reyes-Salas, Margarita, y Betancourt-Aguilar, Yolanda, **1980(1982)**, Estudio palinologico para la determinacion de ambientes en la cuenca Fuentes-Rio Escondido (Cretacico Superior), region de Piedras Negras, Coahuila: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Revista, v. **4**, num. 2, p. 167-185.
- Pacheco, Carlos, Castro-Moreno, Ricardo, Gomez, M. A., 1982, Confluencia de terrenos estratotectonicos en Santa Maria del Oro, Durango, al oeste del "Mar Mexicano": Mexico, D. F., Convencion Nacional, 6, **Soc. Geol. Mexicana**, Resumenes, p. 44 (resumen).
- Reyre, Yves, 1970, Stereoscan observations on the pollen genus *Classopollis* Pflug, 1953: **Palaeontology**, v. 13, p. 303-322, lams. 54-59.
- Srivastava, S. K., 1976, The fossil pollen genus *Classopollis*: **Oslo, Lethaia**, v. 9, p. 437-457.
- Vakhrameev, V. A., 1970, Range and paleoecology of Mesozoic conifers the **Cheirolepidiaceae**: **Paleontol. Jour.**, v. 4, p. 12-25. Traducccion inglesa del original en ruso.
- Villar-Roldán, L., 1910, Estudio geologico y minero de la Sierra del Oro, Durango: **Bol. Soc. Geol. Mexicana**, v. 7, p. 125-135.
- Wall, D., 1965, Microplankton, pollen and sporas from lower **Jurassic** in Britain: **Micropaleontology**, v. 11, p. 151-190.
- Zaldivar, R. J., y Garduno-M., V. H., 1984, Estudio estratigrafico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa Maria del Oro, Durango y sus implicaciones tectonicas: Mexico, D. F., Convencion Nacional, 7, **Soc. Geol. Mexicana**, Mem., p. 28-39.

Manuscrito presentado: 3 de marzo de 1986.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 26 de junio de 1986.

Manuscrito aceptado: 22 de septiembre de 1986.