

EL MIOCENO INFERIOR DE CHIRIVEL (ALMERÍA): BIOESTRATIGRAFÍA, CRONOESTRATIGRAFÍA Y SIGNIFICADO TECTOSSEDIMENTARIO DE LAS FORMACIONES DE CIUDAD GRANADA Y FUENTE-ESPEJOS

J.M. González Donoso (*), D. Linares (*), E. Molina (**), y F. Serrano (*)

RESUMEN

Se establecen las edades de las formaciones de Ciudad Granada y Fuente-Espejos, que afloran en las proximidades de Chirivel (Almería), a partir de los foraminíferos planctónicos contenidos en sus materiales. La Formación de Ciudad Granada se atribuye al Aquitaniense «inferior» y «medio», sin desechar categóricamente que su base pertenezca al Oligoceno «superior». La Formación de Fuente-Espejos se data como Burdigaliense «inferior» y base del «superior». Se discute, asimismo, el significado tectosedimentario de estas formaciones en el contexto de la evolución de la cordillera.

Palabras clave: Aquitaniense, Bioestratigrafía, Burdigaliense, Cordillera Bética, Cronoestratigrafía, Chirivel, Foraminíferos planctónicos, Formación de Ciudad Granada, Formación de Fuente-Espejos, Tectogénesis.

ABSTRACT

In this paper, we present the results of our work on outcrops of Miocene located between the External and the Internal Zones of the Betic Cordillera, in the Barranco Blanco section, near Chirivel (Almería).

Two formations (Ciudad Granada and Fuente-Espejos) are recognized. The latter has previously been defined as two independent formations. The ages of the two formations studied are established by means of their content of planktonic foraminifera. The Ciudad Granada Formation contains *Globigerinoides primordius* Blow y Banner near its base, but not *Globigerinoides trilobus* (Reuss) at higher levels; because of this, it is referred to the «lower» and «middle» Aquitanian, without categorically excluding that its base could belong to the «upper» Oligocene. The Fuente-Espejos Formation contains *Globigerinoides altiapertura* Bolli referred from its lowest levels; in its upper levels, the L.A.D. of *Catapsydrax dissimilis* (Cushman and Bermúdez) is located. Therefore we assign it to the «lower» Burdigalian and the base of the «upper» Burdigalian.

We also discuss the tectosedimentary significance of these formations in the context of the evolution of the Cordillera. The Ciudad Granada Formation could have been deposited before the final formation of the nappe structures of the Internal Zones or, at least, before the erosion of the Malaguide, once the nappes had been formed. The Fuente-Espejos Formation is clearly posterior to the nappe-tectonics in the Internal Zones and contemporaneous with the movement of the Internal and External Zones towards each other.

We conclude that two tectogenetic events could be specially important: the first took place during the uppermost Aquitanian and the second developed during the «lower» Burdigalian and perhaps extended into the «upper» Burdigalian.

Key words: Aquitanian, Betic Cordillera, Biostratigraphy, Burdigalian, Ciudad Granada Formation, Chirivel, Chronostratigraphy, Fuente-Espejos Formation, Planktonic Foraminifera, Tectogenesis.

González Donoso, J.M., Linares, D., Molina, E. y Serrano, F. (1988): Bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las formaciones de Ciudad Granada y Fuente-Espejos. Su significado tectosedimentario (Barranco Blanco, Provincia de Almería, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 53-71.

González Donoso, J.M., Linares, D., Molina, E. y Serrano, F. (1988): Biostratigraphy and chronostratigraphy of the Ciudad Granada and Fuente-Espejos formations. Their tectono-sedimentary significance (Barranco Blanco, Almería province, Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 53-71.

(*) Departamento de Geología. Universidad. 29071 Málaga.

(**) Departamento de Paleontología. Universidad. 50009 Zaragoza.

1. INTRODUCCIÓN

Entre las zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética, se localizan áreas de geología compleja en las que afloran materiales de origen y significado diverso: unos pertenecen, inequívocamente, a las Zonas Internas, otros a las Externas, otros son equivalentes a materiales que componen el Complejo Tectosedimentario del Campo de Gibraltar, otros se depositaron posteriormente a los movimientos principales de estructuración de la Cordillera y, por último, también hay materiales de posición y pertenencia dudosas. La datación precisa de todos estos materiales y el estudio detallado de sus relaciones es imprescindible para dilucidar las características, génesis y edad del contacto entre las zonas Internas y Externas.

Una de tales áreas es la Depresión de Vélez Rubio; en ella afloran, además de materiales asignables a las Zonas Internas y a las Externas, una serie de formaciones definidas formalmente por Soediono (1971): Grupo de Ciudad Granada (compuesto por las formaciones de Ciudad Granada, Frac y Cortijo del Perro Malo) Formación de Fuente, Formación de Espejos y Formación de Pinar (o Formación de Solana de Geel, 1973).

El objeto de esta nota es la datación, por medio de foraminíferos planctónicos, de tres de dichas formaciones (Ciudad Granada, Fuente y Espejos) a partir de muestreos de los materiales que afloran en el Barranco Blanco, y la interpretación tectosedimentaria de las mismas.

Un avance de este trabajo, con datos relativos a las formaciones de Ciudad Granada y Fuente, fue presentado por los firmantes durante el «General Meeting, Paleogene/Neogene Boundary Working Group (I.U.G.S.)» que tuvo lugar en Málaga (Abril de 1982) siendo visitadas y remuestreadas ambas formaciones, durante el subsiguiente «Field Meeting», por los miembros del citado grupo; los resultados han sido objeto de una publicación conjunta (Gelati y Steininger, 1984).

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El corte del Barranco Blanco está situado en el término municipal de Chirivel (Provincia de Almería), Hoja de Chirivel, 23-29 (973) del Mapa Militar de España (E. 1:50.000). La serie estudiada es fácilmente muestreable en el mismo cauce del Barranco Blanco, que corta a la Carretera Nacional 342, de Granada a Murcia, a la altura del punto kilométrico 121,7.

Hay que hacer notar que existen contradicciones toponímicas en la zona donde se enclava el corte. Los dos núcleos habitados próximos, Ciudad Granada y Rambla de Abajo según el mapa, son denominados por los habitantes del lugar, Cortijo Granada y Las Nogueras, respectivamente. Por otra parte, en el mapa hay dos barrancos, aproximadamente paralelos, con la denominación Blanco: uno, el que nos ocupa y otro que corta a la carretera entre los km 119 y 120. En el mapa de Soe-

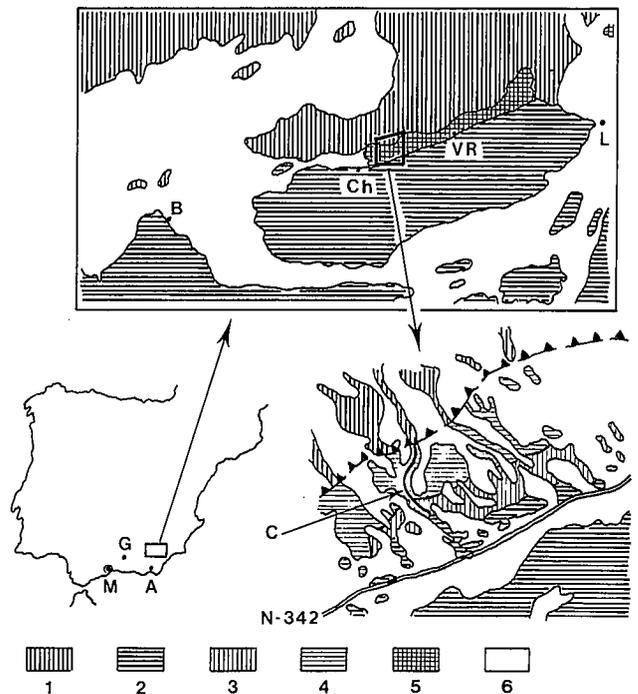


Fig. 1.—Localización del corte de Barranco Blanco. 1: Zonas Externas. 2: Zonas Internas. 3: Formación de Ciudad Granada. 4: Formación de Fuente-Esperos. 5: Formaciones de Ciudad Granada, Fuente-Esperos y Solana, indiferenciadas. 6: Materiales postorogénicos. A: Almería. B: Baza. C: Corte estudiado. Ch: Chirivel. G: Granada. L: Lorca. M: Málaga. VR: Vélez-Rubio. (Esquemas cartográficos extraídos de Baena *et al.*, 1979).

Fig. 1.—Localization of the Barranco Blanco section. 1: External Zones. 2: Internal Zones. 3: Ciudad Granada Formation. 4: Fuente-Espero Formation. 5: Ciudad Granada, Fuente-Esperos and Solana formations, undifferentiated. 6: Post-orogenic materials. A: Almería. B: Baza. C: Studied sections. Ch: Chirivel. G: Granada. L: Lorca. M: Málaga. VR: Vélez-Rubio. (Cartographic base after Baena *et al.*, 1979).

diono (1971) el primero —el de nuestro corte— es denominado Barranco de la Canteras y el segundo Barranco Blanco. Y para complicar aún más la situación, los habitantes del lugar denominan al barranco en que se localiza el corte, Barranco de las Pozas.

3. ANTECEDENTES

Sobre la región han sido realizados estudios geológicos de índole general por Roep y Mac Gillavry (1962), Mac Gillavry (1964), Mac Gillavry *et al.* (1963), Fernex *et al.* (1965), Paquet (1969), Geel (1973), Hermes (1977 y 1978), Baena *et al.* (1979). Otros trabajos más directamente relacionados con la paleontología y la bioestratigrafía de los materiales que nos ocupan son los de Soediono (1969, 1970 y 1971), Jutson (1980), Riviere *et al.* (1980), y Gelati y Steininger, (1984) y Poignant y Sztràkos (1986).

La consulta de dichos trabajos pone de manifiesto divergencias importantes en varios aspectos: edades asignadas a las distintas formaciones o a sus equivalentes laterales, materiales más antiguos que contienen detriti-

cos de origen alpujárride y relación de las formaciones (o sus equivalentes) con las fases de estructuración de la Cordillera, lo que se manifiesta en notables discrepancias a la hora de asignarlas a las grandes unidades estructurales de la Cordillera. Incluso, si se comparan los contenidos faunísticos reseñados por Hermes (*in* Mac Gillavry *et al.*, 1963) y Soediono (1970) para las formaciones de Fuente y Espejos, se aprecia que los indicados para una misma formación son diferentes, mientras que los de formaciones distintas son mucho más similares, lo que hace suponer que puedan existir errores en la identificación de las formaciones.

De una manera muy resumida, las diferentes interpretaciones son las siguientes:

— Aunque varios autores indican que la Formación de Ciudad Granada sólo contiene material detrítico de origen maláguide, Riviere *et al.*, (1980) señalaron la presencia, en materiales equivalentes, de detríticos alpujárrides. Para unos autores (Mac Gillavry *et al.*, 1963; Hermes, 1977; Baena *et al.*, 1979) Ciudad Granada o sus equivalentes serían anteriores a la estructuración de las Zonas Internas, mientras que para otros (Fernex *et al.*, 1965; Paquet, 1966; Riviere *et al.*, 1980) serían posteriores; otros, en fin, han preferido no tomar partido por una de las dos alternativas (Soediono, 1971; Geel, 1973). En cuanto a edad, hay también discrepancias, pues es asignada al Oligoceno superior-Aquitaniense (v.g. Baena *et al.*, 1979), al Oligoceno superior (v.g. Mac Gillavry *et al.*, 1963) o al Aquitaniense (v.g. Hermes, 1977).

— La Formación de Fuente es la más antigua que contiene material detrítico de origen alpujárride, según Mac Gillavry *et al.*, 1963. Para algunos autores (v.g. Geel, 1967) quedaría separada de Ciudad Granada por una importante fase tectónica, mientras que otros (v.g., Riviere *et al.*, 1980) indicaron que sus equivalentes laterales se han depositado en continuidad sedimentaria sobre los de Ciudad Granada. En cuanto a edad, hay coincidencia en asignarla al Mioceno inferior, aunque algunos autores limitaron su edad al Burdigaliense inferior (v.g. Baena *et al.*, 1979).

— La Formación de Espejos, según Mac Gillavry *et al.*, (1963) se caracteriza, respecto a Fuente, por presentar nuevo material detrítico, procedente «de las partes más profundas del complejo de la S^a de las Estancias», mientras que según Soediono (1971) sería la más antigua con material alpujárride. Para Mac Gillavry *et al.*, (1963) se trata de materiales claramente posttectónicos, de edad Mioceno terminal-Plioceno inferior probablemente, Soediono (1970) le asignó una edad «Mioceno inferior, probablemente Burdigaliense, a Mioceno medio, Helveciense». Baena *et al.*, (1970) indicaron que su depósito fue posterior a la fase de aproximación entre las zonas Internas y Externas y tuvo lugar durante el Burdigaliense superior-Langhense inferior. Finalmente, Hermes (1984) reinterpreto la Formación de Espejos, considerando que su parte inferior es una brecha tectónica (Formación Brecha de Chirivel) y que la parte superior es un depósito marino somero y posiblemente en parte continental, de edad serravallense superior.

— Mac Gillavry *et al.*, (1963) y Soediono (1971) diferenciaron las dos formaciones, Fuente y Espejos. Posteriormente, Geel (1973) unificó ambas formaciones, denominando al conjunto Formación de Espejos. Este punto de vista (que mantenemos en este trabajo) fue seguido por Hermes (1977), que utilizó el término Fuente-Espejos, atribuyéndole una edad burdigaliense. Baena *et al.*, (1979), por el contrario, mantuvieron la diferenciación inicial. Tanto Geel como Hermes (*op. cit.*) señalaron la presencia de material alpujárride en la formación (ausente en la de Ciudad Granada).

4. DESCRIPCIÓN DE LA SERIE

A partir de la Carretera de Granada a Murcia, siguiendo el cauce del Barranco Blanco aguas arriba, se cortan materiales permotriásicos del Bético de Málaga. Hacia el techo la observación se hace muy deficiente, aunque se mantienen los tonos rojos y violáceos, a veces abigarrados, característicos del Permo-Trias maláguide. Sin embargo, el aspecto de los materiales es caótico y, en detalle, se observa que se trata de una brecha con cantos de tamaño y litología muy diversos, entre los que no faltan restos de rocas volcánicas, englobados en una matriz abundante; hacia la parte superior dominan, progresivamente, los detríticos más finos; puede tratarse, pues, de la Formación de Jardín, definida por Soediono (1971), que le atribuyó una edad eoceno medio. Muestras recogidas por nosotros, en estos materiales, presentan una fauna muy escasa y mal conservada, con mezcla de individuos de diversas edades cretácicas y terciarias; aunque están presentes especies de edad eocénica, no se puede asegurar su autoctonía, por lo que también se podría contemplar la posibilidad de una edad más reciente.

Sobre estos materiales descansan los primeros niveles de tonos amarillos y rojizos asimilables a la Formación de Ciudad Granada; se trata de un grueso paquete de conglomerados, seguido de areniscas y calcarenitas con macroforaminíferos, alternando con margas y arcillas (Muestra 2). A continuación, aflora un tramo de arcillas rojas y marrones (muestras 3 a 22), con escasas intercalaciones calcareníticas en la parte inferior (muestras 3 a 8). En este corte, la potencia total de la formación puede estimarse en 180-200 m. de los que la mayor parte corresponden a las arcillas rojas y marrones superiores.

En discordancia con los materiales anteriores, marcada por una superficie de erosión y un cambio neto en el buzamiento de las capas, reposan los materiales de la Formación de Fuente (*sensu* Soediono, 1971) de litología variada, con margas grises y verdosas entre las que se intercalan calcarenitas, areniscas, brechas y conglomerados, especialmente hacia la parte inferior (muestras 23 a 23,3), y rocas de aspecto silíceo y tuffítico hacia la parte media-superior (muestras 23,5 a 26). La potencia total de este conjunto es próxima a los 30 m.

La parte inferior de la Formación de Espejos (*sensu* Soediono, 1971) está constituida, fundamentalmente,

por paquetes de cantos y bloques de grandes dimensiones, de materiales maláguides y alpujárrides; entre ellos se intercalan otros paquetes, a veces afectados por pliegues de deslizamiento, formados por margas que alternan con delgados niveles de conglomerados y areniscas (muestras 27 a 32). Los paquetes de cantos y bloques muestran potencias variables pero, en conjunto, disminuyen hacia el techo, al tiempo que sus componentes se hacen de menor tamaño. La serie continúa con una parte media (muestras 33 a 37) mucho más margosa, con algunos niveles arenosos y conglomeráticos intercalados, que muestran a veces estructuras turbidíticas. Termina la serie observable con un tramo en el que abundan de nuevo los niveles conglomeráticos (muestras 38 a 40), sobre los que se superponen, mecánicamente, materiales subbéticos del Eoceno.

De acuerdo con estas características, pensamos que la parte inferior de la Formación de Espejos tiene un origen olistostromico y no es, en contra de lo indicado por Hermes (1984), una brecha tectónica.

Por otra parte, como se refirió previamente, algunos autores (v.g. Geel, 1973; Hermes, 1977) han agrupado en una sola formación a los materiales de Fuente y Espejos. Este punto de vista nos parece razonable, puesto que la litología de los materiales pelíticos es similar en ambas formaciones y no se aprecian diferencias de edad entre las últimas muestras de una y las primeras de la otra; la presencia de olistostromas, que podría utilizarse para su separación, no nos parece un criterio adecuado, habida cuenta la posible naturaleza olistostromica de los detriticos gruesos de la base de la Formación de Fuente.

5. BIO Y CRONOESTRATIGRAFÍA

La bio y cronoestratigrafía del corte de Barranco Blanco se ha realizado a partir del estudio de un total de 46 muestras, de las cuales 23 corresponden a la Formación de Ciudad Granada y otras 23 a la Formación de Fuente-Espejos (de estas últimas, las 9 primeras provienen de materiales por debajo de la primera gran avenida olistostromica, es decir, corresponden a la Formación de Fuente, *sensu* Soediono, 1971).

En las figs. 2 y 3 se representa la situación de los biohorizontes de primera aparición (B.P.A.) y última aparición (B.U.A.) de los foraminíferos planctónicos de mayor interés bioestratigráfico. Dada la escasez o ausencia de indicadores zonales de bajas latitudes, tales como los utilizados en las biozonaciones de Bolli (1966) o Blow (1969) hemos optado por utilizar la propuesta por González Donoso y Molina (1977-78) y Molina (1979).

Conviene dejar bien sentado que, dada la índole del trabajo, se ha optado por un enfoque estrictamente tipológico. Así, algunos de los grupos de «especies» y/o «subespecies» que coexisten en una determinada muestra son, en realidad, grupos de morfotipos de una misma especie biológica. Y los géneros, por su parte, son los morfológicos usuales.

5.1. Formación de Ciudad Granada

El principal problema que se plantea en relación a la bio y cronoestratigrafía de la Fm. de Ciudad Granada radica en determinar si su edad es exclusivamente Mioceno inferior, más concretamente Aquitaniense, como indican unos autores, o por el contrario también está representado el Oligoceno, como apuntan otros (ver apartado de antecedentes). Para poder llegar a alguna conclusión al respecto, sería necesario analizar dos cuestiones previas: ¿qué biohorizonte elegimos para caracterizar el límite Oligoceno/Mioceno? y, si la especie (o morfotipo) está presente en el corte ¿su aparición o desaparición ocurre aproximadamente al mismo tiempo que en otras partes, o es localmente heterocronica por algún tipo de razones, vg. ecológicas o tafonómicas?.

Sobre la primera cuestión, existe una gran polémica en el seno del Grupo de trabajo sobre el límite Neógeno/Paleógeno, que durante los últimos años ha discutido los biohorizontes más adecuados, sin alcanzar un consenso generalizado (ver *Riv. Ital. Pal. Strat.* 89, 4, dedicado monográficamente a este tema). Nuestra opinión al respecto ha quedado plasmada en algunas publicaciones (v.g. González Donoso y Molina, 1977-78) en las que se concluye que, a falta de otros biohorizontes más adecuados, preferimos utilizar el B.P.A. de *Globigerinoides primordius* Blow y Banner como indicador bioestratigráfico del límite Oligoceno/Mioceno.

En el corte de Barranco Blanco, la aparición de *G. primordius* tiene lugar en la muestra 3,5, aproximadamente 20 m. por encima de la base de la Fm. de Ciudad Granada, por lo que se podría pensar que los materiales que quedan por debajo pertenecen al Oligoceno. Pero tal muestra es la primera que contiene foraminíferos planctónicos relativamente abundantes y, por otro lado, los individuos de *G. primordius*, presentes en ella, tienen una abertura secundaria relativamente grande —aunque los hay también con una abertura secundaria diminuta, incluso en muestras más altas— por lo que es posible pensar que su aparición en estos materiales sea posterior en el tiempo a su aparición evolutiva. En consecuencia, no es arriesgado suponer que la base de la Fm. de Ciudad Granada pueda pertenecer también al Aquitaniense, aunque tampoco puede desecharse una edad Oligoceno superior para ella.

Ascendiendo en la columna, el primer fenómeno significativo observado, después del B.P.A. de *G. primordius*, es la presencia de escasos ejemplares de *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins) en la Muestra 11; más arriba, la presencia es esporádica hasta llegar al nivel 20, a partir del cual, aunque no muy abundante, se encuentra normalmente. La presencia de *G. dehiscens* en niveles anteriores al B.P.A. de *T. kugleri* y otros que luego se relacionan, es un hecho infrecuente a escala global, pero importante puesto que apoyaría la hipótesis de Jenkins (1973 y 1978) sobre la heterocronía del B.P.A. de *G. dehiscens*; por esta circunstancia, no es recomendable situar el límite Oligoceno/Mioceno en el B.P.A. de *G. dehiscens*. Hay que hacer notar, al respecto, que no somos responsables, ni compartimos, la

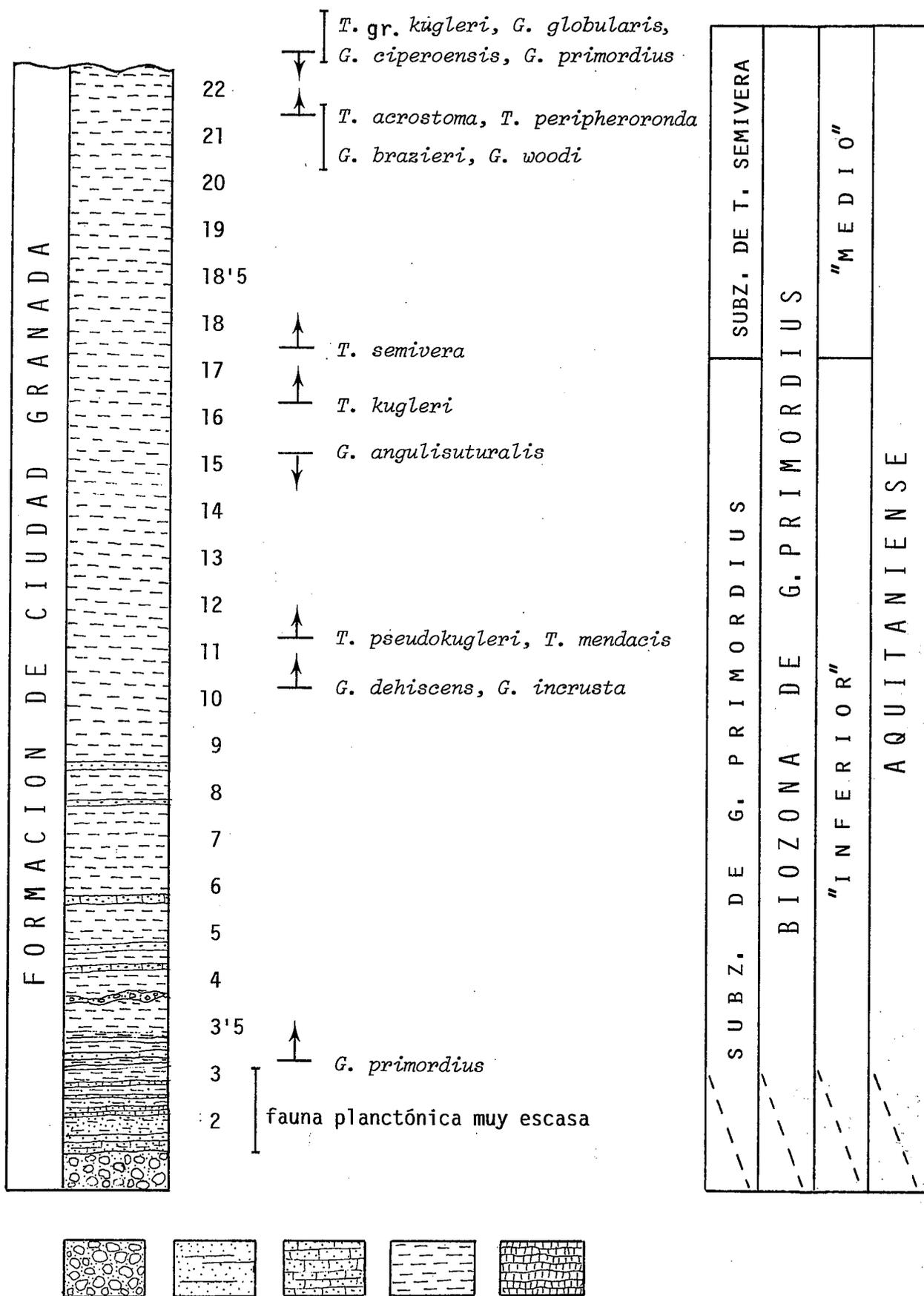


Fig. 2.—Formación de Ciudad Granada: Biohorizontes significativos, bioestratigrafía, cronoestratigrafía y esquema litológico (potencias relativas de los tramos no respetadas). 1: Conglomerados y breccias. 2: Arenas y areniscas. 3: Calcarenitas. 4: Arcillas y margas. 5: Silixitas y tufitas.

Fig. 2.—Ciudad Granada Formation: Significant datum plane, biostratigraphy, chronostratigraphy and lithologic scheme. 1: Conglomerates and breccias. 2: Sands and sandstones. 3: Calcarenites. 4: Clays and marls. 5: Silicites and tuffs.

afirmación (en Gelati y Steininger, 1984, pp. 491 y 494) de que esta aparición temprana sea debida a «downstream contamination», pues las muestras fueron recogidas con todos los requisitos exigibles para evitar la contaminación, en este caso fácilmente cumplibles gracias a la buena exposición de los materiales a lo largo del corte.

También en la muestra 11 se registra la primera aparición de *Globigerinita incrusta* Akers (citada como *G. glutinata* en Gelati y Steininger (1984), identificación de la cual tampoco nos hacemos responsables, en tanto no se precise la morfología de *G. glutinata* preferimos no utilizar este nombre; ver Molina (1979, pp. 273 y 274). La facilidad de reconocimiento de esta especie y su carácter cosmopolita, hacen a su B.P.A. interesante como indicador de la parte baja del Aquitaniense, aunque su pequeño tamaño la hace pasar desapercibida, frecuentemente. En las muestras posteriores a la 11 suele encontrarse e incluso llega a ser frecuente.

En la muestra siguiente (12) se encuentran los primeros representantes del grupo de *T. kugleri*: *T. pseudokugleri* Blow y *T. mendacis* Blow; la problemática del grupo es mejor tratarla más adelante en relación con el B.P.A. de *T. kugleri*.

Las últimas *Globigerina angulisuturalis* Bolli se localizan en la Muestra 15; su coexistencia con *G. primordius* puede ser un buen indicador de la parte baja del Aquitaniense.

El B.P.A. de *Turborotalia kugleri* (Bolli) define la base de la biozona homónima de Bolli (1957) y, para varios autores, la base del Aquitaniense. Dicho B.P.A. se sitúa en la Muestra 17, a partir de la cual esta forma se encuentra constante (y a veces frecuentemente) en todas las muestras de la Formación de Ciudad Granada. Si se opta por este biohorizonte como límite, es evidente que parte de la Formación de Ciudad Granada debería asignarse al Oligoceno, pero tal opción no nos parece aconsejable por varias razones —que no es cuestión de discutir aquí detalladamente— tales como la escasez y presencia esporádica de *T. kugleri* en el dominio mediterráneo. Además, conviene destacar que este B.P.A. (así como el de sus formas ancestrales) es posterior al de *G. primordius*, en éste y en otros cortes de la Cordillera Bética.

El B.P.A. de *Turborotalia semivera* (Hornibrook) se sitúa en la Muestra 18, a partir de la cual se encuentra de manera regular y llega a ser frecuente. La facilidad de reconocimiento de esta forma y su presencia habitual en otros cortes de la Cordillera Bética, decidió a dos de nosotros a utilizar su B.P.A. para marcar la base de una subzona (González Donoso y Molina, 1977-78; Molina, 1979) que correspondería a lo que, informalmente, podríamos denominar Aquitaniense «medio», pero el alcance de esta biozona, fuera de la cordillera, está por estudiar: las citas de *T. semivera* son escasas a nivel mundial y, en muchos casos, parece haber sido incluida en el campo de variabilidad de otros taxones.

A continuación, no hemos percibido ningún fenómeno bioestratigráfico significativo hasta la Muestra 22, última de la Formación de Ciudad Granada, en la que

se registran los B.P.A. de *Turborotalia acrostoma* (Wezel), *T. peripheroronda* Blow y Banner, *Globigerina brazieri* Jenkins y *G. woodi* Jenkins (aunque en muestras más bajas, hay ya formas muy parecidas) y el B.U.A. de *G. ciperoensis* Bolli. Todos estos biohorizontes suelen situarse en la parte alta del Aquitaniense, pero falta *Globigerinoides trilobus* (Reuss) *s.lat.*, especie cuyo B.P.A. marca, en la biozonación de González Donoso y Molina (1977-78) y Molina (1979) la última subzona de la biozona de *G. primordius* y que corresponde a lo que, informalmente, puede denominarse Aquitaniense «superior». Por otra parte, la Muestra 22 es también el B.U.A. de *G. primordius*, del grupo de *T. kugleri* y de *Globoquadrina globularis* Bermúdez; según nuestros datos sobre otros cortes de la cordillera, los dos primeros se extinguen en la base de la siguiente zona, la de *G. altasperturus*, mientras que *G. globularis* es rara en ella. Todo lo expuesto induce a pensar que los fenómenos erosivos (y quizás también no deposicionales) que tuvieron lugar antes del depósito de la Formación de Fuente-Espejos (cuya base pertenece a la Biozona de *G. altasperturus*) eliminaron, al menos en este corte, los materiales de la Subzona de *G. trilobus* y parte (no mensurable, pero presumiblemente pequeña) de la subzona infrayacente (*T. semivera*).

Para terminar con el inventario de los foraminíferos planctónicos de la Formación de Ciudad Granada, conviene mencionar, siquiera de pasada, algunas presencias y ausencias. Por ejemplo, hay especies, algunas muy abundantes en buena parte de las muestras, que se encuentran también en las de la Formación de Fuente-Espejos, como es el caso de los grupos de *Globigerina tripartita* Koch y *G. praebulloides* Blow, *Cassigerinella chilopolensis* (Cushman y Ponton), *Globorotaloides suteri* Bolli y *Turborotalia siakensis* (Le Roy). En lo que se refiere a esta última especie, en algunas muestras aparecen individuos de gran tamaño (mencionados en Gelati y Steininger, 1984) que se asemejan a *T. opima opima* (Bolli), pero que muestran la morfología típica de *T. siakensis* cuando se les suprimen una o dos cámaras finales. Tales formas pueden ser las responsables de algunas de las citas de *Globigerinoides* en niveles anteriores al B.U.A. de *T. opima opima*.

Por otra parte, hay especies que sólo aparecen en escasas muestras, tales como *Turborotalia permicra* Blow y Banner, *T. clemenciae* Bermúdez y *Globigerinita? praestainforthi* (Blow) (asignamos esta última especie al género *Globigerinita* y no a *Catapsydrax*, en función de su tipo de pared y no descartamos —al no haber observado la posición de la abertura primaria— que se trate de una *Turborotalita*).

Por último, es llamativa la escasez relativa del género *Catapsydrax*, tan frecuente en el Aquitaniense de la Cordillera Bética. Una explicación tafonómica no es adecuada en este caso: la Formación de Ciudad Granada debió depositarse a una profundidad relativamente pequeña, según se infiere de los foraminíferos bentónicos que contiene (según Poignant in Gelati y Steininger, 1984, p. 494 probablemente no excedería los 50 m aunque, posteriormente, Poignant y Sztrakos, 1986, indica

ron que sería un depósito epibatial) y, por supuesto, muy por encima de la lisoclina, pues abundan los foraminíferos planctónicos poco resistentes a la disolución, siendo los *Catapsydrax* formas muy resistentes (Cita, 1971). Las explicaciones de tipo biogeográfico tampoco parecen adecuadas en este caso pues, como hemos indicado, *Catapsydrax* es muy frecuente en otros materiales aquitanienses de la Cordillera Bética. Hay que pensar, por tanto, en algún factor medioambiental adverso para la vida de los *Catapsydrax*, probablemente la escasa profundidad de la columna de agua.

En resumen, utilizando —como previamente se ha expuesto— el B.P.A. de *G. primordius* para marcar el límite Oligoceno/Mioceno, los materiales correspondientes a la Formación de Ciudad Granada del corte del Barranco Blanco pertenecen al Aquitaniense «inferior» y «medio», sin que se pueda excluir, de manera tajante, una edad Oligoceno terminal para la parte basal que contiene pocos foraminíferos planctónicos.

5.2. Comparación con datos de otros autores

Hermes (in Mac Gillavry *et al.*, 1963) que dató la Fm. de Ciudad Granada como Oligoceno-Mioceno, señaló la presencia, entre otras, de *G. kugleri*, *G. cf. triloba*, *G. mayeri*, *G. opima nana*, *G. naporimaensis* y *G. univava*, pero no indicó los niveles de aparición de cada una de ellas. Aunque no aparece reseñado *G. primordius*, esta asociación estaría restringida al Mioceno inferior.

Fernex *et al.*, (1965) asignaron una edad Oligoceno a materiales (asimilados por Geel, 1967, a la Fm. de Ciudad Granada) que contienen Lepidocyclinas (Eulepidinas y Nephrolepidinas), *Miogypsinoides complanata*, *Miogypsina* sp. y *Almaena*, en particular *A. escornebovensis*. La coexistencia de *Miogypsinoides complanata* y *Miogypsina* (con la exclusión de *M. septentrionalis*, sólo presente en Europa septentrional y Paratethys, según Meulenkamp *et al.*, 1975) es anómala, salvo que la denominación *M. complanata* se refiera, en realidad, a la serie *M. complanata*-*M. bantamensis* (ver Drooger, 1966). Dado que en el dominio mediterráneo las primeras *Miogypsina* aparecen en el Oligoceno terminal (véase Drooger 1966, Lorenz y Magné, 1974, Drooger *et al.* 1976), que *Almaena escornebovensis* se encuentra también en el Aquitaniense (Anglada, 1972) y que Eulepidina llega sólo al Aquitaniense basal, un poco por encima del B.P.A. de *Globigerinoides* (Lorenz y Magné, 1974), parece lógico asignar los materiales estudiados por Fernex *et al.* (1965) al intervalo Oligoceno terminal-Aquitaniense basal.

Soediono (1969) señaló que la fauna de foraminíferos planctónicos hallada en estos materiales, entre los que citó *G. kugleri* (pero ninguna especie de *Globigerinoides*) permite asignarlos, con duda, a la zona de *G. kugleri*; la presencia de *Miogypsinoides bantamensis* Tan y *Miogypsina gunteri* Cole en los niveles areniscosos inferiores, indicaría una edad Chattienense superior-Aquitaniense inferior. Sin embargo, la asociación de *M. bantamensis* y *M. gunteri* parece estar restringida al Aquitaniense inferior (Drooger, 1966, Marks y Webb, 1966, Drooger *et al.*, 1976); en cuanto a la presencia de *T. kugleri* (que también hemos podido constatar) indicaría unos niveles posteriores a la base del Mioceno marcada por el B.P.A. de *G. primordius* y no una edad oligocénica.

Jutson (1980) estudió los foraminíferos bentónicos de la Formación de Ciudad Granada, en el mismo corte muestreado para este trabajo; de la lectura de su texto se deduce que considera que la parte más cercana a la carretera, donde se sitúan los niveles de conglomerados y areniscas, es la más moderna del corte, conclusión opuesta a la nuestra.

Riviere *et al.*, (1980), en la zona del Río Pliego, describieron un corte de materiales aquitano-burdigalienses, cuyos términos inferiores son similares a los de la Formación de Ciudad Granada (A. Martín Algarra, *com. pers.*). En función de la presencia de *T. kugleri* y de los nannofósiles, asignaron tales materiales al Aquitaniense, opinión que subscribimos totalmente. Ahora bien, no compartimos la afirmación, contenida en el citado artículo, de que la ausencia de *G. primordius* en los niveles inferiores (que contienen *T. kugleri*) y su aparición en niveles posteriores «confirmaría el carácter heterocronico de la aparición de *G. primordius*», pues en muestras procedentes del mismo corte (recogidas por A. Martín Algarra) hemos encontrado escasos *G. primordius* desde los primeros niveles muestreables. Según nuestra experiencia, las supuestas heterocronías del B.P.A. de *G. primordius* reflejan, en algunos casos, una investigación no exhaustiva de niveles en los cuales está representado este organismo.

En cuanto a las afirmaciones contenidas en Gelati y Steininger, (1984), ya hemos indicado que no compartimos varias de ellas, aunque la titularidad de algunos epígrafes pueda hacer suponer otra cosa. En lo que se refiere a la edad que asignan a la Fm. de Ciudad Granada, si se utilizaran otros biohorizontes, en lugar del de *G. primordius*, para marcar el límite Oligoceno/Mioceno, la edad de la Formación de Ciudad Granada podría cambiar. Así, si se toma como límite el de las biozonas de nannofósiles NP 25/NN1, Ciudad Granada pertenecería al Oligoceno; si se opta por los *Miogypsinidae* con $\bar{x} = 12,5$, pertenecería al Aquitaniense; si se prefiere el B.P.A. de *T. kugleri*, parte se encuadraría en el Oligoceno y parte en el Aquitaniense, etc.

Es interesante señalar la presencia de *Nummulites tournoueri* (según Poignant in Gelati y Steininger, *op. cit.*) en el corte de Barranco Blanco, pues ello implica que *Nummulites* sobrepasa el límite Oligoceno/Mioceno basado en *G. primordius*, *Miogypsidae*, *Gq. dehiscentes*, e incluso en *T. kugleri*, teniendo en cuenta los datos sobre el corte del Navazuelo (Gelati y Steininger, *op. cit.*).

En fin, respecto al trabajo de Poignant y Sztrákos (1986), aparte de que asignan la Formación de Ciudad Granada al Oligoceno superior, conviene reseñar que la atribuyen a la biozona de *G. ciperoensis* de Bolli, lo que es sólo parcialmente válido, pues la parte superior de la formación pertenece a la de *G. kugleri*, según la biozo-

nación de Bolli (*op. cit.*). Por otra parte, indican que se habría depositado en un medio epibatial, en discrepancia con la profundidad menor de 50 m atribuida precedentemente por Poignant (*in* Gelati y Steininger, 1984).

5.3. Formación de Fuente-Espejos

Las primeras muestras de esta formación presentan una microfauna muy pobre y deficientemente conservada, lo que, unido a la discontinuidad que la separa de la Formación de Ciudad Granada, hace imposible determinar la sucesión de biohorizontes en el paso de una a otra formación. No obstante, y sin olvidar estas consideraciones, hay que señalar que en Fuente-Espejos no están presentes *G. primordius* y *T. kugleri*; por el contrario, se encuentran *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides altiaperturae* Bolli y *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich y Tappan. Esta asociación, junto con la persistencia de *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *C. unicavus* Bolli, Loeblich y Tappan, mucho más frecuentes que en la Fm. de Ciudad Granada, permite asignar estos materiales a la biozona de *G. altiaperturae sensu* Molina, 1979 y, más concretamente, a la subzona homónima, dada la ausencia de *G. subquadratus* Brönnimann. Adoptando como límite Aquitaniense/Burdigaliense el B.P.A. de *G. altiaperturae* (González Donoso *et al.*, 1982), la base de la Formación de Fuente-Espejos puede atribuirse al Burdigaliense basal.

Así pues, hay que concluir que, en el corte de Barranco Blanco, existe una laguna estratigráfica entre ambas formaciones, que abarcaría la Biozona de *G. trilobus*, e incluso podría extenderse algo más por arriba y por debajo de ella; en términos cronoestratigráficos este intervalo corresponde, esencialmente, al Aquitaniense «superior».

El B.P.A. de *G. subquadratus* Brönnimann se localiza en la Muestra 26, situada inmediatamente antes de la primera gran avenida olistoestrófica. La coexistencia *G. subquadratus*-*C. dissimilis* permite limitar esta muestra a la subzona de *G. subquadratus* que corresponde a la parte alta del Burdigaliense «inferior». Esta misma asociación persiste en la muestra siguiente (27), tomada por encima del tramo olistoestrófico, y no hay indicios (*v.g.* presencia de fauna más moderna) que pongan de manifiesto una resedimentación de la microfauna citada.

En la Muestra 28 se puede destacar, como suceso bioestratigráfico, la aparición de individuos con morfología próxima a la de *G. praescitula* (Blow). La aparición de *G. praescitula* en materiales del Burdigaliense inferior ha sido citada por distintos autores (*v.g.* Molina, 1979).

A partir de la muestra 31 comienzan a aparecer, en las poblaciones de *G. trilobus*, escasos individuos con la última cámara muy abrazadora, semejantes a *G. bisphericus* Todd. La presencia de esta especie en la Fm. Espejos fue puesta de manifiesto por Soediono (1970); Baena *et al.*, (1979) indicaron la existencia, en ella, de *G. aff. bisphaericus* y ¿*Praeorbulina*?

Según Blow, 1969, *G. bisphericus* es sinónimo de *G. sicanus*, idea ampliamente aceptada posteriormente y asumida por Soediono (*op. cit.*) aunque prefirió utilizar el nombre *G. bisphericus*; siguiendo el esquema bioestratigráfico de Blow (*op. cit.*) estos niveles deberían asignarse a la Biozona N.B, dado que el límite N.7/N.8 viene marcado por el B.P.A. de *G. sicanus*.

Ahora bien, junto con estos organismos están presentes todavía ejemplares de *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *C. unicavus* Bolli, Loeblich y Tappan, asociación que hemos podido observar en otras secciones de materiales transgresivos sobre las Zonas Internas de la Cordillera Bética (*v.g.* Formación de La Viñuela), y que ya fue señalada por Cita y Premoli Silva (1968). Esto crea un problema de índole bioestratigráfico, puesto que los B.U.A. de *C. dissimilis* y *C. unicavus* marcan el límite N.6/N.7.

Sin embargo, según un análisis posterior de los holotipos de *G. sicanus* y *G. bisphericus*, realizado por Jenkins *et al.*, (1981), ambas especies no serían sinónimas y, más aún, pertenecerían a géneros distintos, siendo *G. sicanus* una *Praeorbulina*. Esto resuelve la aparente contradicción expuesta en el párrafo anterior: *G. bisphericus* aparecería durante la Biozona N.6 y, siguiendo la biozonación de Molina (1979), en la Biozona de *G. altiaperturae*, Subzona de *G. subquadratus*, mientras que el B.P.A. de *P. sicana*, interpretado de esta manera restrictiva, podría seguir utilizándose para marcar el límite N.7/N.8. De esta manera, los niveles con *Catapsydrax* y *G. bisphericus* pueden asignarse a la parte alta del Burdigaliense «inferior».

Desde la Muestra 31 hasta la 36 no se percibe ningún evento bioestratigráfico de interés. Sí cabe señalar, sin embargo, que a partir de la última muestra citada, comienza a abundar la fauna resedimentada del Cretácico y del Eoceno, con una composición específica y conservación similares a la de las faunas de los materiales subbéticos que cabalgan a la Fm. de Fuente-Espejos en el borde norte, lo que tiene unas implicaciones importantes a la hora de establecer la edad de los movimientos de aproximación entre las zonas Internas y Externas (ver apartado 6).

La Muestra 37 presenta dos peculiaridades dignas de destacar: es la última muestra que contiene *C. gr. dissimilis* y en ella aparecen los primeros ejemplares asimilables al género *Sphaeroidinellopsis*. Si la desaparición de *C. gr. dissimilis* no se debe a causas extratemporales —de hecho el conjunto de la fauna no sufre ningún cambio significativo— el límite entre las biozonas de *G. altiaperturae* y de *C. stainforthi sensu* Molina, *op. cit.* equivalente al límite N.6/N.7) hay que situarlo entre las muestras 37 y 38, para mayor seguridad, entre 37 y 39, dado que la Muestra 38 tiene escasa microfauna autóctona. La aparición de *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager) —tipo *S. disjuncta* (Finlay)— en niveles próximos al B.U.A. de *C. gr. dissimilis*, es congruente con lo indicado por diversos autores (Blow, 1969; Stainforth *et al.*, 1975; Molina, 1979).

La persistencia de *G. altiaperturae* y la ausencia de *P. sicana* indican que las últimas muestras de la sec-

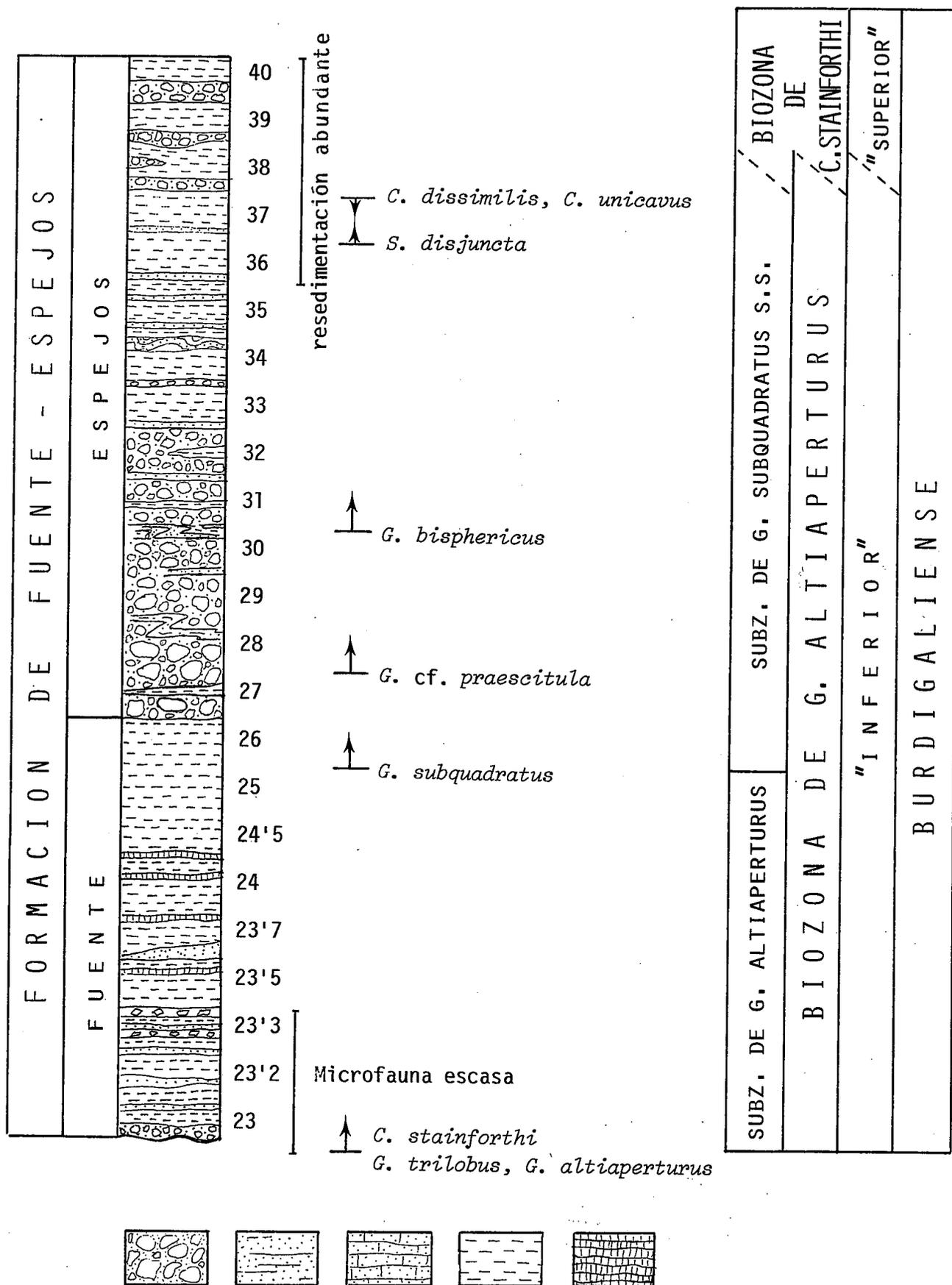


Fig. 3.—Formación de Fuente-Espejos: Biohorizontes significativos, bioestratigrafía, cronoestratigrafía y esquema litológico (potencias relativas de los tramos no respetadas). 1: Conglomerados y brechas. 2: Arenas y areniscas. 3: Calcarenitas. 4: Arcillas y margas. 5: Silexitas y tufitas.

Fig. 3.—Fuente-Espejos formation: Significant datum planes, biostratigraphy, chronostratigraphy and lithologic scheme. 1: Conglomerates and breccias. 2: Sands and sandstones. 3: Calcareenites. 4: Clays and marls. 5: Silexites and tuffs.

ción (39 y 40) no sobrepasan la Biozona N.7, equivalente a la Biozona de *C. stainforthi* de Molina (1979), lo que en términos cronoestratigráficos correspondería a la parte baja del Burdigaliense «superior» (dividiendo informalmente el Burdigaliense en «inferior» y «superior» mediante el B.U.A. de *C. dissimilis-C. unicavus*).

En función de todo lo expuesto, pensamos que la Formación de Fuente-Espejos comprende materiales del Burdigaliense «inferior» y de la parte baja del Burdigaliense «superior».

5.4. Comparación con datos de otros autores

Hermes (*in* Mac Gillavry *et al.*, 1963) asignó la Formación Fuente a la zona de *C. stainforthi* o a la parte inferior de la de *G. insueta* de la Biozonación de Bolli, 1957; según nuestros datos, los materiales en cuestión pertenecerían más probablemente a la biozona de *C. dissimilis* de Bolli, 1957. En cuanto a la Formación de Espejos, su interpretación es muy diferente de la nuestra: todos los organismos que hemos citado serían resedimentados (opinión que no compartimos), procedentes de Fuente y únicamente serían presumiblemente indígenas *G. bulloides borealis* (o *G. pachyderma*) y *G. naparimaensis*; respecto a la primera, Hermes ya indicó que también podría tratarse de una variedad del grupo de *G. opima* y carecer de significado estratigráfico; en cuanto a *G. naparimaensis* (= *G. incrusta*) es una especie que está presente desde el Aquitaniense «inferior». La atribución de estos materiales al Mioceno terminal-Plioceno inferior (Mac Gillavry, 1963, Table I) no nos parece en absoluto justificada.

Soediono (1970) refirió los materiales de la Formación Espejos a las biozonas de *C. dissimilis*, *C. stainforthi* y *G. insueta* de Bolli o a una parte de ellas; nuestras conclusiones son parecidas, aunque utilizamos una biozonación diferente: en el esquema de Bolli, la parte correspondiente a la Formación de Espejos podría abarcar la cima de la Biozona de *C. dissimilis*, la de *C. stainforthi* y la parte baja de *G. insueta*. Sin embargo, en contra de lo indicado por Soediono (*op. cit.*) y según nuestro esquema de correlación entre las escalas bio- y cronoestratigráfica, la Formación de Fuente-Espejos no alcanzaría (al menos en el corte del Barranco Blanco) el límite Mioceno inferior/Mioceno medio.

Respecto a las atribuciones de edad contenidas en Baena *et al.*, (1979), estamos de acuerdo con la asignación de la Formación de Fuente al Burdigaliense inferior, aunque conviene destacar que la fauna que indican no es suficiente para precisar tal intervalo. En cuanto a la edad de la Formación de Espejos, atribuida por ellos al Burdigaliense superior-Langhense, nuestros datos indican que la mayor parte pertenece al Burdigaliense «inferior» y sólo la cima —en el corte del Barranco Blanco— al Burdigaliense «superior»; respecto a la edad Langhense (presumiblemente basada en la presencia de *¿Praeorbulina?*) sólo nos cabe decir que no hemos encontrado materiales de tal edad, aunque al estar el techo cepillado por un cabalgamiento, puede que en otros cortes sí se

llegue al Langhense. De hecho, en la «Zona Límite del Río Pliego» (*sensu* Paquet, 1969), hay materiales de facies similares a los margosos de la Formación de Espejos, incluso con silexitas, que contienen *Praeorbulina*. Pero la relación no está aún claramente establecida, por lo que, en el momento actual, no podemos precisar si se trata de la parte alta de la Formación de Fuente-Espejos, que no aflora en el corte del Barranco Blanco, o de otra formación distinta.

Hermes (1984) atribuyó la Formación de Espejos al Serravallense superior (Zona de *G. subquadratus* de Postuma, 1971), presumiblemente en función de la coexistencia de *G. subquadratus* Brönnimann y *S. subdehiscens* (Blow). Ciertamente, según los datos de Blow (1969), Postuma (1971) y otros autores, esta asociación definiría un pequeño intervalo bioestratigráfico dentro del Serravallense. Pero los ejemplares de *S. subdehiscens* figurados por Hermes (*op. cit.*) son claramente atribuibles a *S. disjuncta* (Finlay) (ver Bolli y Saunders, 1981; Kennett y Srinivasan, 1983) y semejantes a los que están presentes en nuestras muestras; como ya indicamos, tales formas se encuentran desde las inmediaciones del B.U.A. de *C. dissimilis*, por lo que su coexistencia con *G. subquadratus* no caracteriza al Serravallense. Por otra parte, ni en nuestras muestras ni en la lista de especies de Hermes (*op. cit.*) figuran formas comunes en materiales del Mioceno medio, tales como *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth, *G. menardii* (Parker, Jones y Brady), *s.lat.*, *Orbulina*, etc. En fin, otras formas que cita, aunque no figura, tales como *Globorotalia scitula* (Brady) y *Neogloboquadrina continuosa* (Blow) y que no hemos encontrado en nuestras muestras, podrían corresponder a formas ancestrales (v.g. *G. praescitula* Blow) u homomórficas (v.g., *T. incognita* (Walters)).

6. INTERPRETACIÓN TECTOSSEDIMENTARIA DE LAS FORMACIONES DE CIUDAD GRANADA Y FUENTE-ESPEJOS

Como hemos señalado previamente, existen discrepancias respecto a la situación de estas formaciones en el marco de la estructuración general de la cordillera.

Desde nuestro punto de vista, si consideramos que la Fm. de Ciudad Granada está asentada sobre un sustrato maláguide y que sus detríticos provienen del mismo dominio, todo induce a pensar que el depósito de esta formación tuvo lugar antes de la estructuración en mantos definitiva de las Zonas Internas o, al menos, del desmantelamiento del Bético de Málaga, posterior al apilamiento de los mantos. En este sentido, la Fm. de Ciudad Granada sería correlacionable con la Formación del Pantano de Andrade, situada en el sector occidental de la cordillera (González Donoso *et al.*, 1983); de hecho, las litofacies que se observan en ambas formaciones son semejantes y su edad también es similar, si exceptuamos que en Pantano Andrade está representado, en parte, el Aquitaniense «superior» (Biozona de *G. trilobus*) y en Barranco Blanco falta este término, debido —al menos

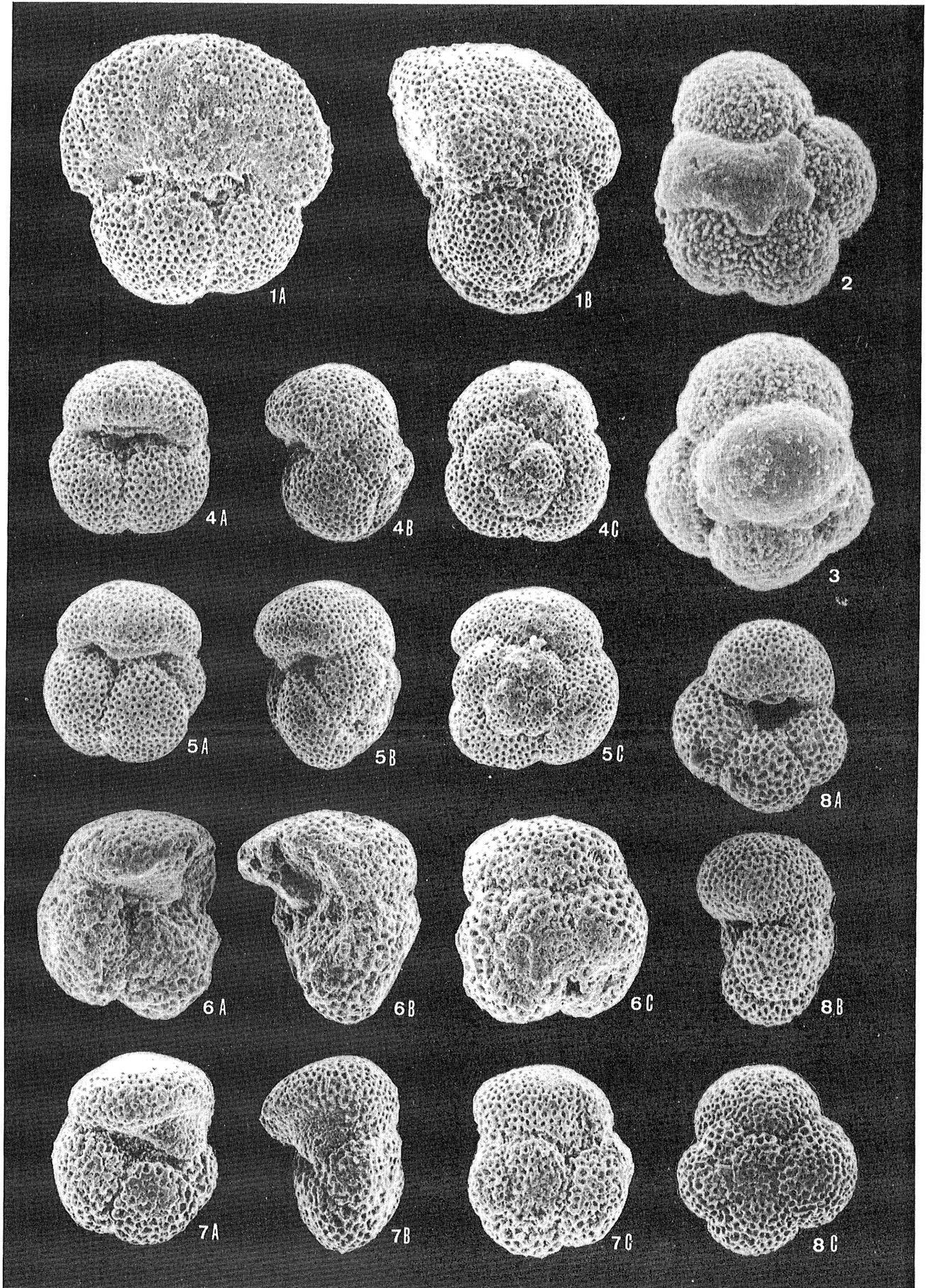


Fig. 4.—Fot. 1: *Globigerina binaiensis* Koch; ejemplar (specimen) MI-55, muestra (sample) 21, $\times 120$. Fot. 2: *Globigerinita? praestainforthi* (Blow) ejemplar (specimen) MI-66, muestra (sample) 18, $\times 240$. Fot. 3: *Globigerinita incrusta* Akers; ejemplar (specimen) MI-62, muestra (sample) 18, $\times 240$. Fot. 4: *Globoquadrina praedehiscens* Blow & Banner; ejemplar (specimen) MI-121, muestra (sample) 10, $\times 120$. Fot. 5: Forma intermedia entre *Globoquadrina praedehiscens* Blow & Banner y *Gq. dehiscens* (Chapman, Parr & Collins); ejemplar (specimen) MI-120, muestra 10, $\times 120$. Intermediate form between *Globoquadrina praedehiscens* Blow & Banner and *Gq. dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), espécimen MI-120, sample 10, $\times 120$. Fot. 6: *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins); ejemplar (specimen) MI-123, muestra (sample) 11, $\times 120$. Fot. 7: *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins); ejemplar (specimen) MI-179, muestra (sample) 14, $\times 120$. Fot. 8: *Globoquadrina globularis* Bermúdez; ejemplar (specimen) MI-156, muestra (sample) 18, $\times 120$.

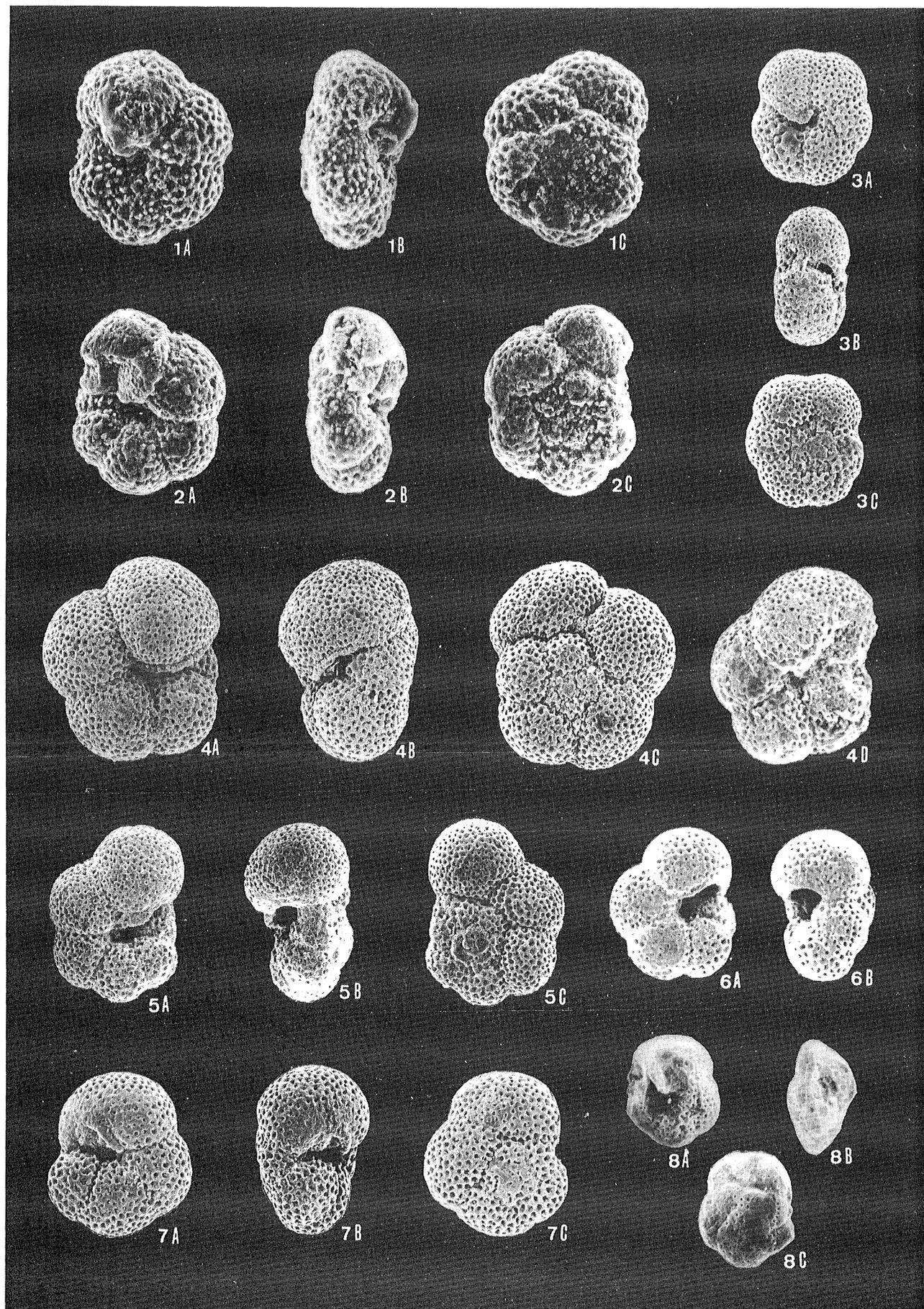


Fig. 5.—Fot. 1: *Globigerina angulisuturalis* Bolli, ejemplar (specimen) MI-61, muestra (sample) 10, $\times 120$. Fot. 2: *Globigerinoides primordius* Blow & Banner; ejemplar (specimen) MI-63, muestra (sample) 22, $\times 120$. Fot. 3: *Globigerinoides primordius* Blow & Banner; ejemplar (specimen) MI-64, muestra (sample) 5, $\times 120$. Fot. 4: *Globigerinoides* del grupo de (of the group of) *G. trilobus* (Reuss) ejemplar (specimen) MI-65, muestra (sample) 23,5, $\times 120$. Fot. 5: *Globigerinoides* del grupo de *G. trilobus* (Reuss); ejemplar (specimen) MI-214, muestra (sample) 37, $\times 120$. Fot. 6: *Globigerinoides bisphericus* Todd; ejemplar (specimen) MI-247, muestra (sample) 34, $\times 120$. Fot. 7: *Globigerinoides bisphericus* Todd; ejemplar (specimen) MI-248, muestra (sample) 32, $\times 120$. Fot. 8: *Globigerinoides bisphericus* Todd; ejemplar (specimen) MI-246, muestra (sample) 34, $\times 120$, ejemplar con abertura principal anómala (specimen of aberrant principal aperture). Fot. 9: *Globigerinoides altiaperturus* Bolli; ejemplar (specimen) MI-54, muestra (sample) 23,7, $\times 120$. Fot. 10: *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann; ejemplar (specimen) MI-210, muestra (sample) 34, $\times 120$. Fot. 11 y 12: *Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay); ejemplares (specimens) MI-209 & MI-254, muestra (sample) 37, $\times 120$. Fot. 13 y 14: *Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay); ejemplares (specimens) MI-255 & MI-256, muestra (sample) 40, $\times 120$.

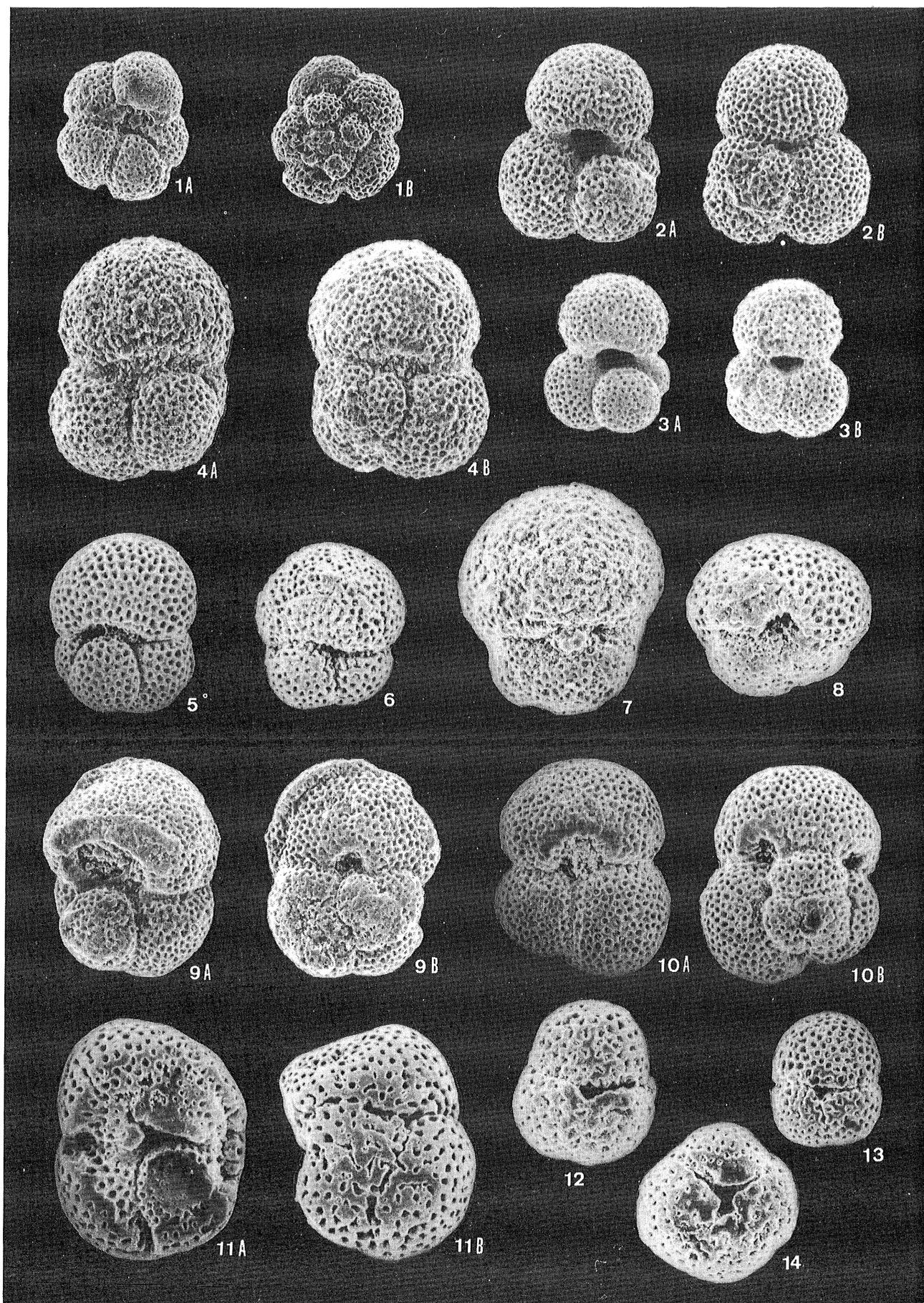


Fig. 6.—Fot. 1 y 2: *Turborotalia kugleri* (Bolli); ejemplares (specimens) MI-204 y MI-203, muestra (sample) 17, $\times 240$. Fot. 3: *Turborotalia pseudokugleri* Blow; ejemplar (specimen) MI-52, muestra (sample) 18, $\times 120$. Fot. 4: *Turborotalia siakensis* (Le Roy); ejemplar (specimen) MI-135, muestra (sample) 13, $\times 120$, fig. 4d: vista umbilical del individuo desprovisto de la cámara final. (umbilical view of the specimen with last chamber removed). Fot. 5: *Turborotalia siakensis* (Le Roy); ejemplar (specimen) MI-154; muestra (sample) 18, $\times 120$. Fot. 6: *Turborotalia semivera* (Hornibrook); ejemplar (specimen) MI-59, muestra (sample) 18,5, $\times 120$. Fot. 7: *Turborotalia acrostoma* (Wezel); ejemplar (specimen) MI-162, muestra (sample) 22, $\times 120$. Fot. 8: *Globorotalia* sp. cf. *G. praescitula* Blow; ejemplar (specimen) MI-213, muestra (sample) 37, $\times 120$.

parcialmente— a la fase erosiva anterior al depósito de la Formación de Fuente-Espejos.

Riviere *et al.*, (1980) indicaron que los materiales aquitanienses, equivalentes a los de Ciudad Granada, que afloran en la transversal de Sierra España («Zona Límite del Río Pliego», Paquet, 1969) contienen detríticos metamórficos de origen alpujárride y que los materiales superiores, de edad burdigaliense, están en concordancia y continuidad sedimentaria con ellos, de lo que dedujeron una asincronía tectónica entre la parte oriental y la occidental de la Cordillera Bética.

Pero, asignar los detríticos metamórficos al alpujárride o al maláguide es arriesgado, habida cuenta de las similitudes entre los materiales de la base paleozoica de ambos complejos. Así, unidades que no presentan cobertera (v.g. Unidad de Benamocarra) han sido incluidas en uno u otro complejo, según los autores que la han estudiado (v.g., compárese Boulín, 1970 y Elorza, 1979).

En cuanto a la concordancia y continuidad sedimentaria entre los materiales aquitanienses y burdigalienses en la «Zona Límite del Río Pliego», no tenemos argumentos para negarlas, pero sí queremos señalar que no se pueden hacer extensivas a todo el sector oriental de la Cordillera; en Barranco Blanco se aprecia claramente la discordancia entre ambos materiales y la bioestratigrafía pone de manifiesto una laguna estratigráfica entre ellos.

La Formación de Fuente-Espejos, tanto por sus facies como por su edad, corresponde al ciclo tectosedimentario en que se depositaron la Formación de La Viñuela y otras equivalentes en la parte occidental de la cordillera. Sólo habría que reseñar que la parte superior de la Fm. Fuente-Espejos pertenecería ya a la parte baja del Burdigaliense «superior», que no parece estar representado en las otras formaciones.

La existencia de detríticos, tanto de origen maláguide como alpujárride, en estas formaciones (no hay discrepancias respecto a este punto entre los autores que han estudiado los materiales) y su sustrato, a veces maláguide, a veces alpujárride, lleva a concluir que su depósito tuvo lugar con posterioridad a la estructuración principal de las Zonas Internas. Sin embargo, no están claramente establecidas las relaciones entre estas formaciones y la estructuración general de la Cordillera producida por la aproximación entre las zonas Internas y Externas. En relación con este problema resaltemos cuatro puntos:

— Las formaciones burdigalienses referidas se depositaron transgresivamente sobre las Zonas Internas.

— Los materiales que las componen tienen la misma edad que los materiales más modernos del Complejo Tectosedimentario del Campo de Gibraltar; además, este último los cabalga en algunos puntos.

— La Fm. de Fuente-Espejos contiene, hacia la parte alta de la serie, fauna resedimentada procedente, muy probablemente, de los materiales subbéticos que afloran al Norte.

— Finalmente, la Fm. de Fuente-Espejos está cabalgada, en su borde norte, por estos mismos materiales subbéticos.

Una significación especial tiene la conjunción de los puntos primero y tercero, puesto que de ellos se infiere que la proximidad entre las zonas Internas y Externas, hacia el final del Burdigaliense «inferior», era suficiente como para que ambos dominios pudieran surtir material detrítico a la Fm. de Fuente-Espejos; en las otras formaciones (v.g. La Viñuela) no se apreciaría este fenómeno debido a que no afloran materiales tan altos dentro del Burdigaliense «inferior» (aunque caben, por supuesto, otras explicaciones).

Una hipótesis sugestiva sería, entonces, que las formaciones burdigalienses son contemporáneas de la aproximación entre las zonas Internas y Externas; la existencia de fenómenos olistostrómicos sería un argumento más que apoyaría esta hipótesis. Por otra parte, las deformaciones del Complejo Tectosedimentario del Campo de Gibraltar serían causadas por el mismo fenómeno de aproximación, lo que está de acuerdo con la edad burdigaliense inferior (González Donoso *et al.*) de los materiales más recientes implicados en el Complejo. En una etapa tardía dentro de este ciclo, o en otra posterior, se podrían dar los cabalgamientos hacia el sur de los materiales subbéticos. Todo lo anterior nos lleva a suponer la existencia de dos fases tectónicas, o bien dos acontecimientos destacables dentro de una tectogénesis ininterrumpida, durante el lapso de tiempo en que se depositaron los materiales que afloran en el Barranco Blanco.

Uno, de edad finiaquitaniense, inferible de la existencia de una discordancia entre las formaciones de Fuente-Espejos y Ciudad Granada y de las diferencias entre los detríticos de una y otra formación, sería responsable de la estructuración en mantos definitiva de las Zonas Internas (independientemente de que tal estructuración hubiese comenzado o incluso se hubiera desarrollado fundamentalmente en tiempos preaquitanienses) o, al menos, habría creado las condiciones necesarias para el desmantelamiento de las zonas Internas (previamente estructuradas) y su cobertera transgresiva (Fm. de Ciudad Granada y equivalentes), que precedió a la profundización de la cuenca donde se depositaron la Fm. de Fuente-Espejos y sus equivalentes.

Otro, desarrollado durante el Burdigaliense «inferior» y que podría prolongarse durante el «superior», inferible de la existencia de olistostromas y de la llegada de detríticos subbéticos a la parte alta de la Fm. de Fuente-Espejos, supondría el acercamiento de las Zonas Internas y Externas, con el consiguiente colapso del surco en que se depositaba el Complejo Tectosedimentario del Campo de Gibraltar.

BIBLIOGRAFÍA

- Anglada, R. (1972): Etude des petits Foraminifères *In*: Contribution à l'étude de l'Aquitaniens. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.* (2 ser.) section I, 4, 29-35.

- Baena, J. et al. (1979): *Mapa Geol. España, E. 1:50.000, Hoja n.º 23-29 (Chirivel)*, Inst. Geol. Min. España, Madrid, 46 pp.
- Blow, W.H. (1969): Late middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy In: Brönnimann, P. y Renz, H.H. (eds.). *Proc. Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1967*, 199-422. E.J. Brill, Leiden.
- Bolli, H.M. (1957): Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Ciperó and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *U.S. Nat. Mus. Bull.* 215, 97-125.
- Bolli, H.M. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Asoc. Venez. Geol. Miner. Petról., Bol. Inf.*, 9, 3-32.
- Bolli, H.M., y Saunders, J.B. (1981): The species of *Sphaeroidinellopsis* Banner y Blow, 1959. *Cahiers Micropal.*, 4, 13-25.
- Boulin, J. (1970): *Les zones internes des Cordillères bétiques de Málaga a Motril (Espagne meridional)*. Thèse Doctoral. *Trav. Geol. Fac. Sci. Univ. Paris*, vol. 10, 237 pp.
- Cita, M.B. (1971): Paleoenvironmental aspects of DSDP Legs I-IV. In: Farinacci, A. (ed.). *Proc. II Planktonic Conf. Roma 1970*, 251-285, Tecnoscienza, Roma.
- Cita, M.B., y Premoli Silva, I. (1968): Evolution of the planktonic foraminiferal assemblages in the stratigraphical interval between the type Langhian and the type Tortonien and biozonation of the Miocene of Piedmont. Comm. Mediterranean Neog. Strat. Proc. IV. Session, Bologna 1967. *Giorn. di Geol.* (2) 35, 1-28.
- Drooger, C.W. (1966): Miogypsinidae of Europa and North Africa. In: Drooger, C.W., Reiss, Z., Rutsch, R.F. y Marks, P. (eds.). *Com. Medit. Neog. Strat. Proc., Sess., Berne, 1964*, 51-54. E.J. Brill., Leiden.
- Drooger, C.W., Meulenkamp, J.E., Schmidt, R.R., y Zachariasse, W.J. (1976): The Paleogene-Neogene boundary. *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch. B.*, 79 (5), 317-329.
- Elorza, J.J. (1979): *Las unidades alpujarrides en la transversal de Sierra Tejada (SW de Sierra Nevada)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 364 pp.
- Fernex, F., Lorenz, C., y Magne, J. (1965): A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 260, 9, 933-936.
- Geel, T. (1967): The relation between the Betic of Málaga and some post-Eocene formations in the area near La Fuensanta-Parroquia (Provincia de Murcia, SE Spain). *Geol. Mij.*, 46, 400-405.
- Geel, T. (1973): The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain). *G.U.A. Papers. Geol.*, 1,5, 179 pp.
- Gelati, R., y Steininger, F. eds. (1984): In search of the Paleogene/Neogene boundary stratotype. Part. 2, Potential boundary stratotype section in Italy and Spain. A comparison with results from the deep sea and the environmental changes. *Rev. Ital. Paleont. Strat.*, 89, 4, 451-564.
- González Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarra, A., Molina, E., y Serrano, F. (1983): Sobre la edad y el significado tectosedimentario de la formación del pantano de Andrade (Cordillera Bética, provincia de Málaga, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (3-4), 275-285.
- González Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarra, A., y Serrano, F. (in litt.): El Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*.
- González Donoso, J.M., y Molina, E. (1977-78): El corte del Navazuelo (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada). Posible hipoestratotipo del límite Oligoceno-Mioceno. *Cuad. Geol.*, Univ. Granada, 8-9, 225-240.
- Hermes, J.J. (1977): Late Burdigalian folding in the Subbetic north of Vélez Blanco, province of Almería, southeastern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B, 80, 2, 89-99.
- Hermes, J.J. (1978): The stratigraphy of the Subbetic and southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of southern Spain. *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch. B.*, 81, 1, 1-54.
- Hermes, J.J. (1984): New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch. B.*, 87, 3, 319-333.
- Jenkins, D.G. (1973): The present status and future progress in the study of Cenozoic planktonic foraminifera. *Rev. Esp. Micropal.*, 5, 133-146.
- Jenkins, D.G. (1978): Neogene planktonic foraminifera from DSDP Leg 40 Sites 360 and 362 in the Southeastern Atlantic. In: Bolli, H.M., Ryan, W.B.F. et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project.*, XL, 723-739, Washington.
- Jenkins, D.G., Saunders, J.B., y Cifelli, R. (1981): The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (de Stefani) 1952. *Jour. Foram. Res.*, 11, 262-267.
- Jutson, D.J. (1980): Oligo-miocene benthonic Foraminifera from Barranco Blanco, province of Almería, S.E. Spain. *Rev. Esp. Micropal.*, 12, 3, 363-381.
- Kennett, J.P., y Srinivasan, M.S. (1983): *Neogene planktonic foraminifera. A phylogenetic atlas*. Hutchinson Ross, Stroudsburg, 263 pp.
- Lorenz, C., y Magne, J. (1974): Répartition de quelques Foraminifères vers la limite Oligocène-Miocène. V Congrès Nèogène Méditerranéen, Lyon 1971 *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 78, 415-419.
- Mac Gillavry, H.J. (1964): Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla. *Geol. Mij.*, 43, 233-256.
- Mac Gillavry, H.T., Geel, T., Roep, Th.B., y Soediono, H. (1963): Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units, in the región of Vélez Rubio (Southern Spain). *Geol. Rundschau*, 53, 233-256.
- Marks, P., y Webb, P.N. (1966): Discussion to the «Symposium on micropaleontological lineages and zones». In: Drooger, C.W., Reiss, Z., Rutsch, R.F. y Marks, P. (eds.) *Com. Medit. Neog. Strat. Proc. Sess. Berne, 1964*, 140-145. E.J. Brill., Leiden.
- Meulenkamp, J.E., Carbonnel, G., Cicha, I., Martini, E., Premoli Silva, I., Riedd, W., Rogl, F., y Schrader, H.J. (1975): Report of the Working group on Micropaleontology. *Bratislava Neog. Congr.*, 10-29.
- Molina, E. (1979): *Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada y Zaragoza, 342 pp.
- Paquet, J. (1966): Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Málaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, VIII, 946-954.

- Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'ouest de la Province de Murcie (Espagne). *Mem. Soc. Geol. France*, 111, 270 pp.
- Poignant, A., y Sztrakos, K. (1986): Les foraminifères de l'Oligocène supérieur de la Formation «Ciudad Granada» (Coupe de Barranco Blanco, province d'Almería, Espagne). Comparaisons avec la microfaune de l'Oligocène hongrois. *Rev. Esp. Micropal.*, 18, 1, 115-129.
- Postuma, J.A. (1971): *Manual of planktonic foraminifera*, Elsevier, Amsterdam, 420 pp.
- Rivière, M., Bourgeois, J., y Feinberg, H. (1980): Evolution de la zone bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères bétiques, Espagne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 21-24.
- Roep, TH.B., y Mac Gillavry, H.E. (1962): Preliminary note of the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of the Vélez Rubio region (SE. Spain). *Geol. Mijn.*, 41, 423-429.
- Soediono, H. (1969): Planktonic Foraminifera from the Vélez Rubio region. SE Spain. Part. I: The Ciudad Granada formation. (Oligo-Miocene). *Rev. Esp. Micropal.*, 1, 3, 335-353.
- Soediono, H. (1970): Planktonic foraminifera from the Vélez Rubio Region, S.E. Spain. Part. 2: The Espejos formation. *Rev. Esp. Micropal.*, 2, 3, 215-234.
- Soediono, H. (1971): *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, SE Spain*. Ph. D. Thesis, Univ. Amsterdam, 143 pp.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H., Beard, J.H., y Jeffords, R.M. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *Univ. Kansas Paleont. Contrib.*, 62, 425 pp.

Recibido el 23 de marzo de 1987

Aceptado el 20 de mayo de 1987