

DEDUCCIÓN DE LA EXISTENCIA DE UN RELIEVE NEVADO-FILÁBRIDE DURANTE EL MIOCENO MEDIO–SUPERIOR, ACTUALMENTE BAJO EL MAR, AL SUR DE LAS SIERRAS COSTERAS ALPUJÁRRIDES DE EL ROLDÁN Y LA MUELA (OESTE DE CARTAGENA, CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL)

Manteca Martínez, J.I.¹, Rodríguez Martínez-Conde, J.A.¹, Puga, E.² y Díaz de Federico, A.²

¹ Dpto. Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena, Pº Alfonso XIII 52, 30203 Cartagena (Murcia) (nacho.manteca@upct.es).

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada.

Resumen: En el extremo suroeste de la cuenca neógeno-cuaternaria del Campo de Cartagena, zona de Canteras-Galifa, las formaciones neógenas se sitúan al norte de las sierras litorales de El Roldán y La Muela en las que sólo afloran materiales alpujárrides. El estudio de la composición de los clastos en los niveles conglomeráticos, a lo largo de la secuencia estratigráfica miocena, muestra que mientras en el Serravallense y el Tortoniense I, éstos son de naturaleza alpujárride, a partir del Tortoniense II son parcialmente o mayoritariamente de procedencia nevadofilábride. Dado que el área fuente de los sedimentos de esta parte de la cuenca se situaba al sur de la misma, donde en la actualidad están ausentes los materiales nevadofilábrides, podemos deducir que tal área, que estaría en buena parte al sur de las actuales sierras litorales, durante el Serravallense y Tortoniense I aún conservaba una cobertura alpujárride, pero que en el Tortoniense II, la acción erosiva, combinada con el levantamiento tectónico del sector, dejó al descubierto una zona del substrato nevado-filábride. Durante el Plioceno y Pleistoceno, reajustes post-orogénicos provocarían la inmersión bajo el mar de la parte meridional de la cordillera litoral, con las formaciones nevadofilábrides.

Palabras clave: Cuenca del Campo de Cartagena, macroconglomerados, clastos nevadofilábrides, reajuste post-orogénico, costa estructural.

Abstract: In the Canteras-Galifa zone, located at the south-westerly outskirts of the Campo de Cartagena Neogene-Quaternary basin, the Neogene formations are located on the northern border of the El Roldán and La Muela littoral mountains in which only alpujárride materials crop out. The study of the Miocene stratigraphic sequence shows that conglomerate clasts were of alpujárride provenance during Serravallian and Tortonian I-time, while in the Tortonian II they were mainly of nevado-filábride provenance. As the source area of the sediments in this part of the basin was situated southwards, where the nevado-filábride formations are not actually present, we can deduce that during Serravallian and Tortonian I, littoral mountains were covered by an alpujárride formation, but in the Tortonian II, the erosive action combined with the tectonic upraising of the chain, exposed a zone of the nevado-filábride substratum. Later, during Pliocene and Pleistocene, postorogenic readjustments provoked the immersion of the littoral chain meridional stripe, with the nevado-filábride formations.

Key words: Campo de Cartagena basin, macro-conglomerates, Nevado-Filábride clasts, post-orogenic readjustments, structural coast.

Manteca Martínez, J.I., Rodríguez Martínez-Conde, J.A., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (2004): Deducción de la existencia de un relieve Nevado-Filábride durante el Mioceno Medio-Superior, actualmente bajo el mar, al sur de las sierras costeras alpujárrides de El Roldán y La Muela (oeste de Cartagena, Cordillera Bética Oriental). *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 27-37.

En el sureste de la Península Ibérica se produjo, a principios del Mioceno superior, el levantamiento de las Cordilleras Béticas, que conformó una serie de importantes relieves o macizos continentales, entre los que quedaron cuencas marinas, intra-montañosas, más o menos confinadas y subsidentes, que sirvieron de receptáculo para los sedimentos procedentes de la rápida denudación de los recién formados relieves (Rodríguez Fernández, 1982; Sanz de Galdeano, 1990; Montecat y

Ott d'Estevou, 1990). Entre las más importantes de esas cuencas, dentro de la zona oriental de las Cordilleras Béticas, estaba la cuenca del Campo de Cartagena, limitada al norte por la sierra de Carrascoy, al sur por las sierras de Cartagena y al oeste por la sierra de Las Victorias (Fig. 1).

El presente estudio se centra en el extremo suroeste de esta cuenca, al oeste de Cartagena, concretamente en la zona o subcuenca de Canteras-Galifa. Allí, entre la

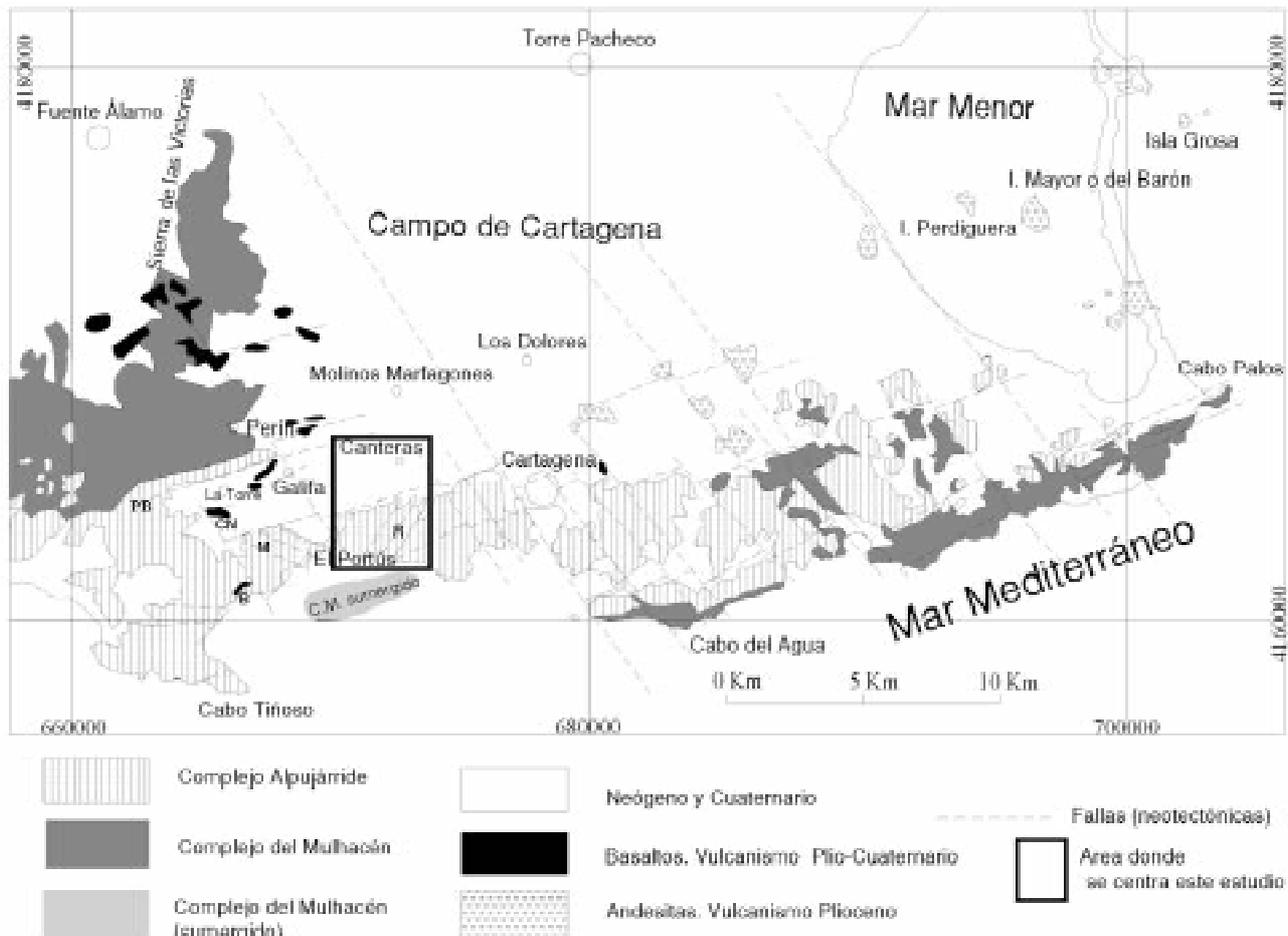


Figura 1.- Mapa de situación y esquema estructural de la zona de estudio en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. Significado de las abreviaturas de toponimia: B = Bolet; CN = Cabezo Negro; M = La Muela; PB = Peñas Blancas; R = Roldán.

vertiente norte de las sierras litorales de El Roldán y La Muela, formadas por materiales calizo-dolomíticos del Trías del Complejo Alpujárride, y la llanura cuaternaria del Campo de Cartagena, se encuentra una serie sedimentaria, fundamentalmente detrítica y de origen marino, con una abundante fauna fósil que permite atribuirle una edad miocena (Montenat *et al.*, 1990).

El objetivo de este trabajo es el estudio de la secuencia estratigráfica neógeno-cuaternaria de la sub-cuenca Canteras-Galifa y la deducción del área fuente de sus macroconglomerados. Como base para este estudio se ha realizado una cartografía geológica de la zona a escala 1: 25.000 (Fig. 2) y unos cortes geológicos que se presentan en la figura 3.

Estratigrafía de la serie neógena de Canteras-Galifa.

La serie neógena presenta una dirección general N 70-80 E y un buzamiento variable, entre los 45° NNO del tramo basal y los 22° NNO del tramo superior, motivado por la presencia de varias discordancias angulares.

El contacto basal del Neógeno con el substrato bético está en esta zona mecanizado, y viene determinado principalmente por una falla de dirección N 70 E (Figs. 2 y 3), conocida como falla de La Muela-Las Escarihuelas (Man-

teca y García García, 2003). No obstante, en algunos puntos aislados es posible observar la base de la transgresión neógena, como ocurre al sur de Tentegorra (Fig. 2).

El espesor visible de esta serie es de unos 800 metros en la zona de Canteras (Figs. 2 y 4). Más al norte, hacia Los Molinos-Marfagones y Los Dolores, bajo el cuaternario, el espesor aumenta notablemente, como parece deducirse de los datos de sondeos realizados para la explotación de aguas subterráneas (Montenat *et al.*, 1990).

Al sur del pueblo de Canteras, en la zona de Tentegorra-Los Díaz, el Neógeno está recubierto en gran medida por materiales cuaternarios, de tal modo que buena parte de la serie sólo aflora en el cauce de algunas ramblas, donde la erosión reciente ha eliminado este cuaternario, como es el caso de la rambla de Los Díaz, la de Los Roses, y la de Canteras. En cambio, poco más al oeste, zona de la Morra del Pino, la serie neógena, con absoluto predominio de facies detrítica muy gruesa, aflora en relieves elevados sin recubrimiento cuaternario (Figs. 2 y 3).

Tramo basal

Comienza con un conglomerado de base, de unos 10 metros de espesor, con cantos redondeados, de dolomías y calizas fundamentalmente, con una matriz arcí-

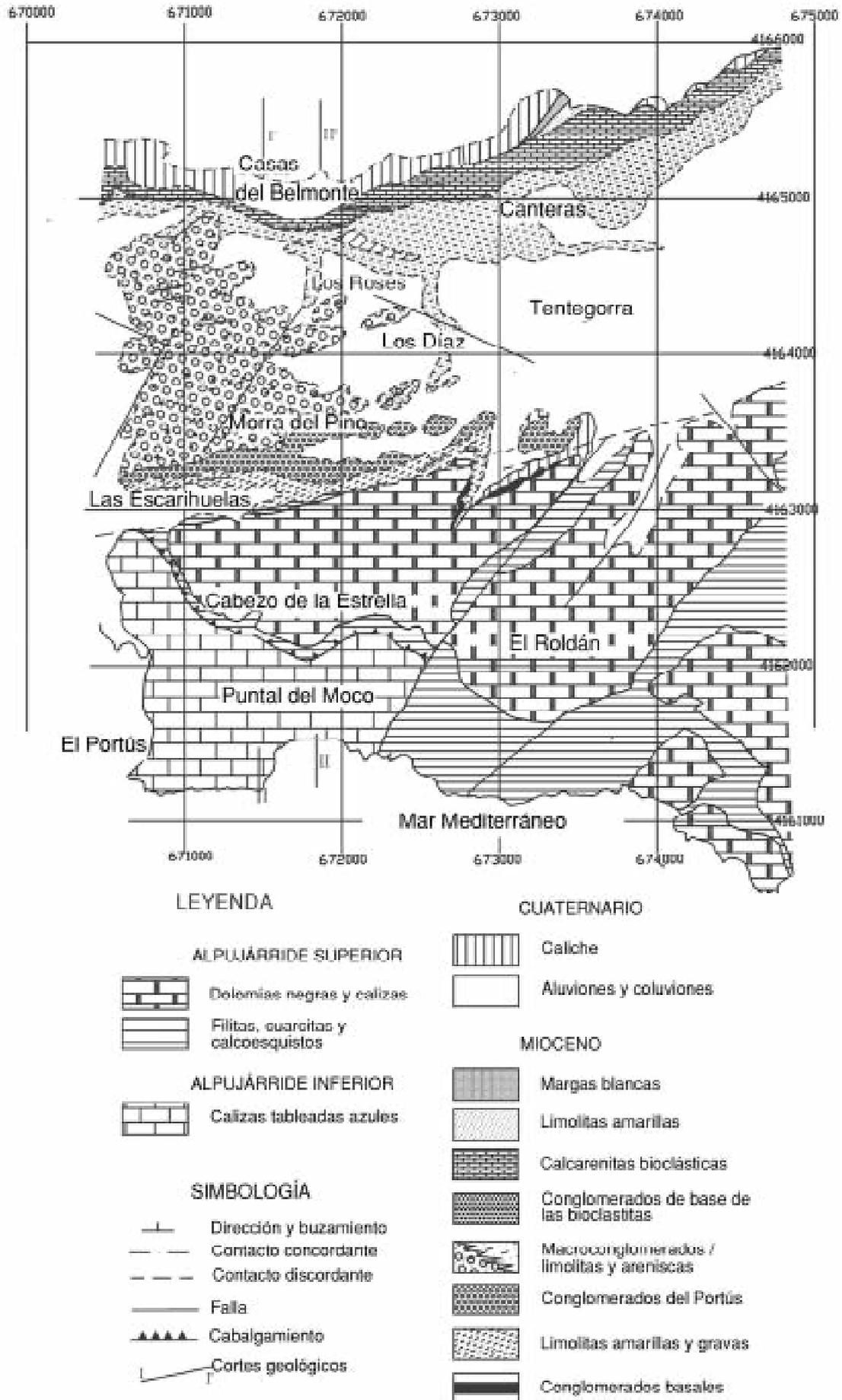


Figura 2.- Mapa geológico de la zona de Canteras, con indicación de los perfiles realizados.

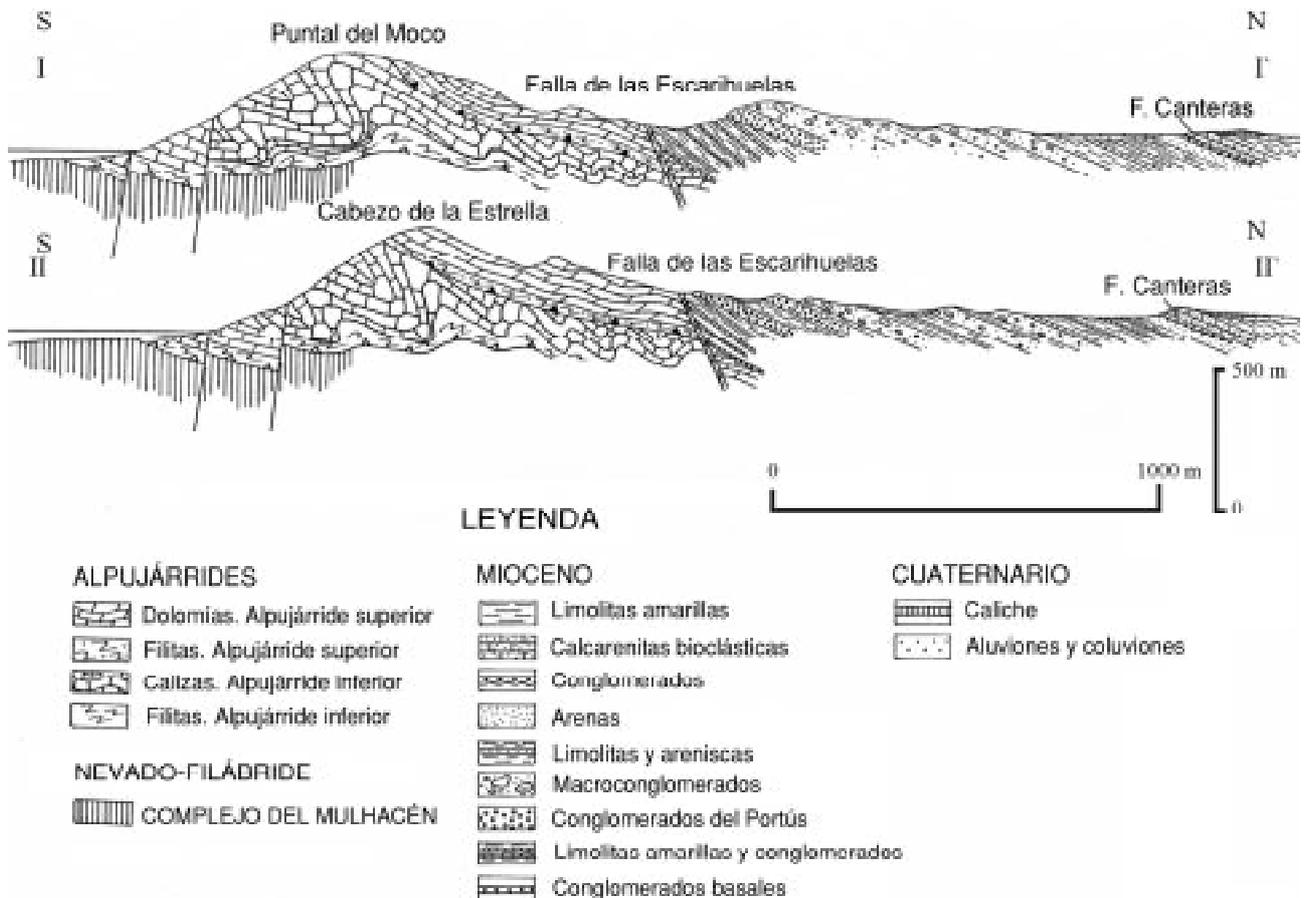


Figura 3.- Perfiles geológicos del borde sur-occidental de la cuenca neógena del Campo de Cartagena, en la zona de Canteras.

lloso-calcárea rojiza (Fig. 4). Hacia el techo el conglomerado basal pasa a unas limolitas, algo calcáreas, de un color amarillo intenso y espesor muy variable, entre 20 y 150 metros, con algunas intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados. Estos conglomerados, en capas de 30 a 50 centímetros, tienen clastos de tamaño centimétrico muy redondeados de materiales alpujarrides (principalmente de dolomías, cuarcitas y cuarzo). Este tramo basal presenta buzamientos entre 35° y 45° al NNO, apareciendo muy tectonizado y afectado por una intensa fracturación.

Montenat *et al.* (1990), citan en este tramo la presencia de microfauna (*G. mayeri* y *G. pseudomenardii*), y le atribuyen una edad Serravalliense.

Conglomerados de El Portús-Las Escarihuelas

Por encima del tramo antes descrito, y en discordancia angular sobre él, se encuentra un conglomerado masivo, de unos 15-20 metros de espesor (Fig. 4). Este conglomerado contiene cantos redondeados, de tamaño decimétrico y en su mayor parte de naturaleza carbonatada (calizas y dolomías tipo alpujarride). La matriz, arenosa gruesa, es escasa. Se encuentra muy cementado por carbonato cálcico, lo que le confiere una gran resistencia a la erosión, dando lugar a un resalte muy marcado en el relieve, fácilmente identificable tanto en la zona del Portús como en las de Las Escarihuelas. El buzamiento, de unos 25° NNE,

es claramente más suave que el del tramo subyacente y su grado de fracturación también es menor. Para Montenat *et al.* (1990) estos conglomerados serían de edad Tortoniense I.

Limolitas intermedias

Sobre los conglomerados de Las Escarihuelas descansa un paquete de limolitas amarillas (Fig. 4). Este tramo, que en la zona de Los Díaz alcanza una potencia de unos 100 metros, disminuye rápidamente de espesor hacia el oeste, llegando a desaparecer prácticamente en la zona de Las Escarihuelas.

Macroconglomerado o "formación de bloques"

Se trata de una potente formación detrítica, con una matriz arenosa predominante, ocasionalmente margosa, y con una fracción muy gruesa de cantos fuertemente heterométricos, en la que aparecen frecuentemente tamaños métricos y superiores (Fig. 4). Los bloques unas veces son redondeados y otras angulosos, con la particularidad de la gran abundancia, o incluso predominio, de materiales metamórficos nevadofilábrides, tales como: esquistos, cuarcitas, mármoles, gneises, anfibolitas y serpentinitas. Estos tipos de roca son además similares, tanto por su mineralogía como por su composición química, a algunos de los litotipos que forman parte de las unidades de las Sabinas y ofiolítica,

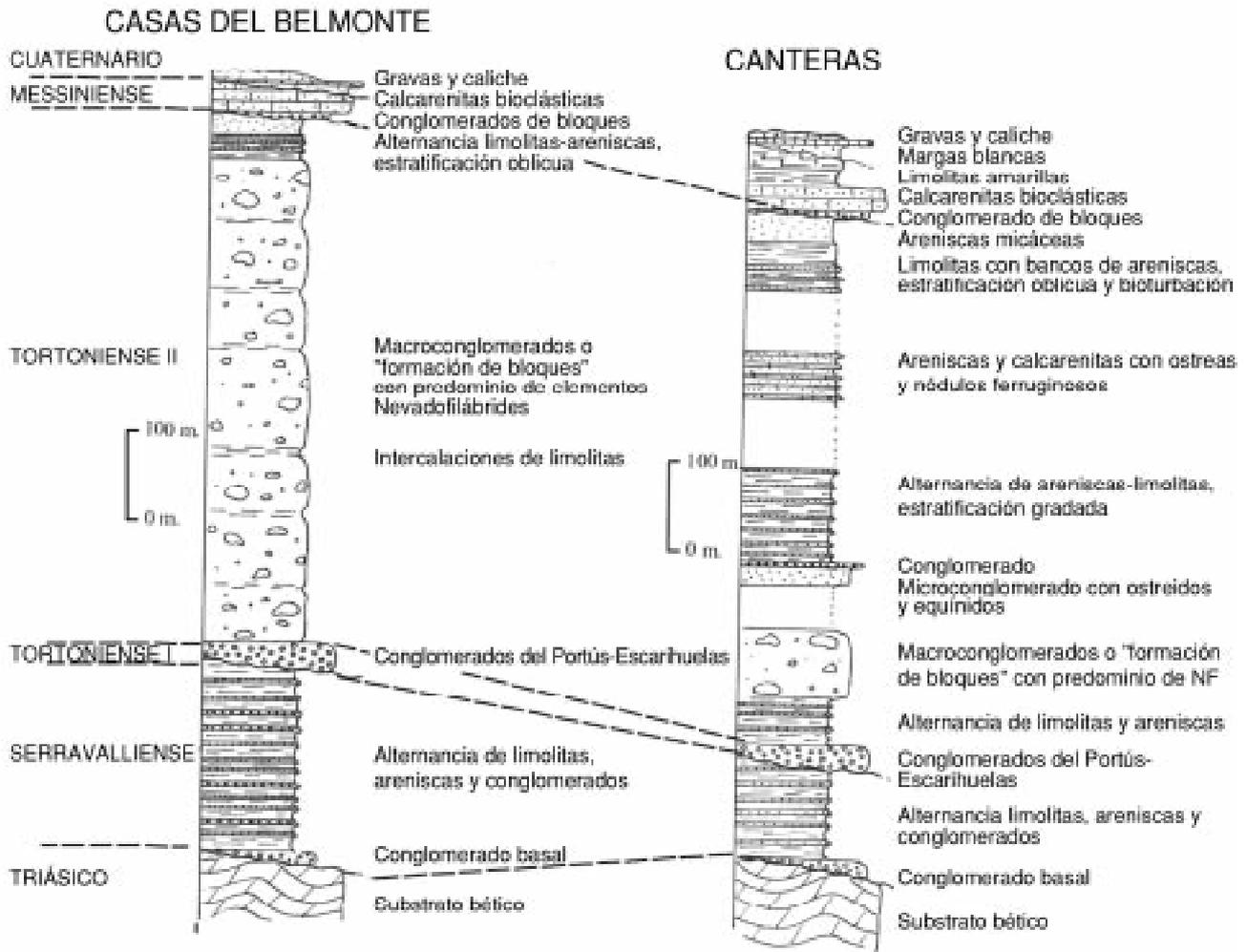


Figura 4.- Columnas estratigráficas de la serie miocena referidas a las localidades de Canteras y Casas del Belmonte.

del Complejo del Mulhacén, en las zonas central y occidental del dominio Nevado-Filábride (Puga, 1990; Puga *et al.*, 1999 a y b; 2000; 2002 a y b). Ocasionalmente, en este macroconglomerado, se encuentran también grandes bloques redondeados de areniscas calcáreas con ostras.

Los restos fósiles son relativamente abundantes, especialmente de pectínidos y ostras. Montenat *et al.* (1990), citan en esta formación la presencia de microfauna, con *G. acostaensis* y *G. humerosa*, por lo que la atribuyen al Tortoniense II. Mientras que en el meridiano de Las Escarihuelas-Morra del Pino (Fig. 2), el espesor de esta formación supera los 600 metros, tanto hacia el este como al oeste disminuye rápidamente, ya que pasa lateralmente a una secuencia de areniscas y limolitas. En la zona de Los Díaz el espesor visible de macroconglomerados es de sólo unos 75 metros, que aparecen sobremontados por una alternancia de areniscas-limolitas, con esporádicos niveles conglomeráticos, que llamamos formación de Los Díaz.

Desde el punto de vista sedimentológico esta formación se caracteriza por el carácter de sus clastos que son notablemente poligénicos y heterométricos, sin clasificación por tamaños y con débil redondeamiento; la estratificación puede no ser aparente, o bien estar mar-

cada por intercalaciones de niveles arenoso-limosos amarillos. Estas características, junto con su importante espesor y el hecho de interestratificarse entre sedimentos marinos fosilíferos, sugieren como ambiente de depósito un abanico deltaico, localizado en el borde de una cuenca subsidente y alimentado por ríos de alta energía. De acuerdo con Dabrio (1990), esta formación podría haberse originado a partir de deltas de material grueso, en relación con un borde continental inestable, formado por acantilados asociados con fallas activas y con una plataforma litoral muy estrecha que daría paso a un fuerte talud.

Por otra parte, el cambio en la composición litológica de los cantos, con respecto a las formaciones detríticas inferiores, indica que la erosión en el área fuente alcanzó a las formaciones nevadofilábrides, que subyacen tectónicamente bajo las alpujárrides. Los cantos que constituyen la "formación de bloques" corresponden fundamentalmente a litologías propias de la Unidad de las Sabinas (gneises, mármoles, micaesquistos sin grafito) y de la Unidad Ofiolítica del Complejo del Mulhacén (anfibolitas, serpentinitas, calcoesquistos y cuarcitas). Esto hace suponer que el relieve nevadofilábride del que proceden estos cantos estaría también formado fundamentalmente por estas dos unidades, que son tectónicamente las más

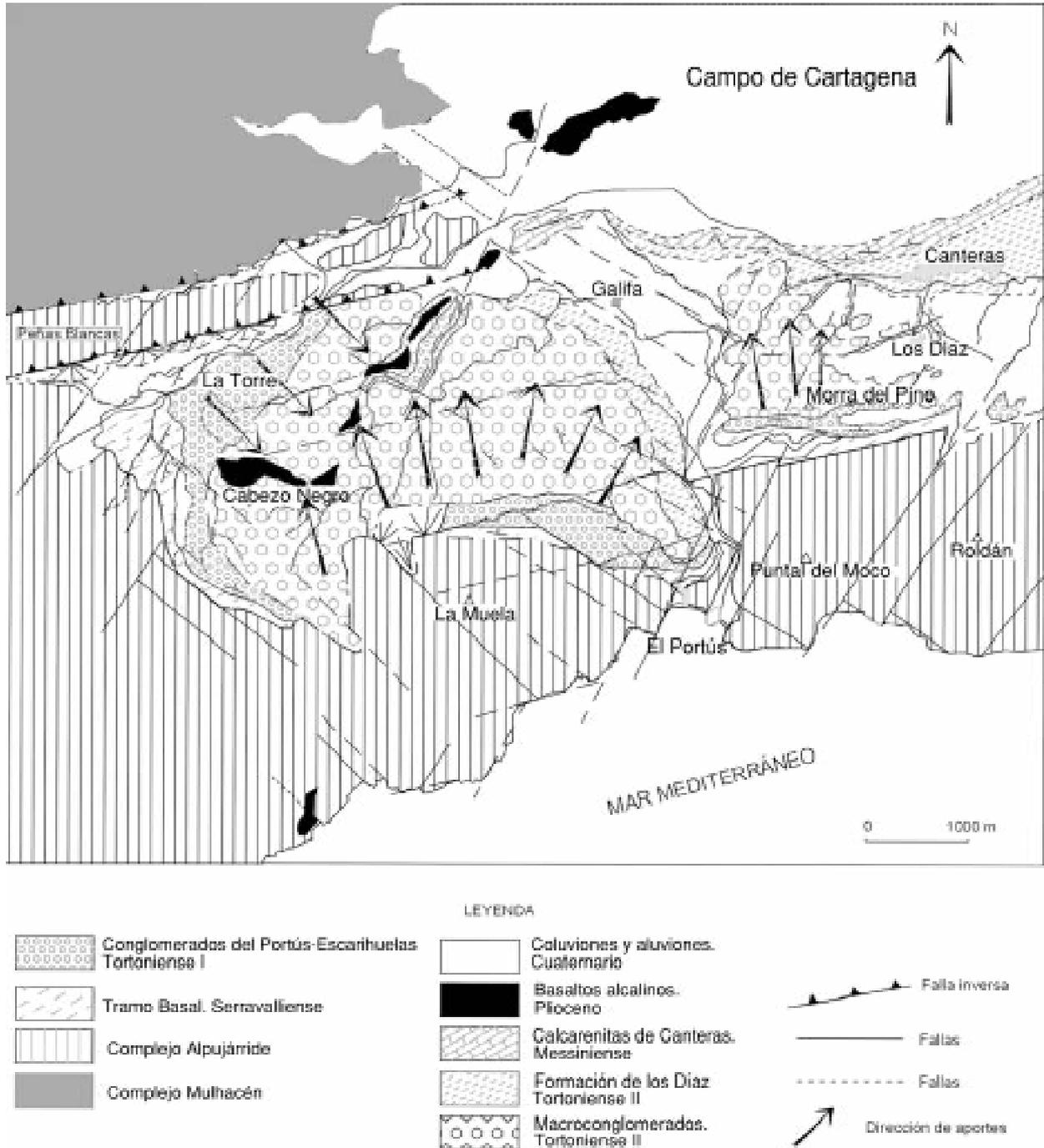


Figura 5.- Esquema geológico del extremo occidental de la cuenca neógeno-cuaternaria del Campo de Cartagena, con indicación de la dirección de los aportes de la “formación de bloques” en diferentes zonas de la subcuenca Canteras-Galifa.

altas dentro del Complejo del Mulhacén (Puga *et al.*, 2002 a y 2003); por tanto, los materiales que integran estas unidades serían los primeros en aflorar, tras la erosión de los materiales del Complejo Alpujárride suprayacente, en una etapa erosiva, de edad Tortonense II, concomitante con la surrección post-orogénica de los complejos metamórficos béticos.

Formación de Los Díaz

Aflora a lo largo de la rambla de dicho nombre y de las otras ramblas de la zona (Fig. 2). Consiste en una

alternancia de areniscas y limolitas, con algunos tramos de conglomerados. Las areniscas son en unos casos calcáreas y en otros no; presentan frecuentemente estratificación gradada y horizontes rojizos, ferruginosos, de probables *hard grounds*. Abundan los restos de ostras y pectínidos. En los conglomerados predominan los cantos de caliza, dolomía y cuarcita. Al techo de esta serie alternante se encuentra un tramo de areniscas cuarzo-micáceas, de tono marrón-pardo, casi sin cementar, deleznales, con tramos algo calcáreos, que presentan estratificación oblicua muy patente, con alguna intercalación de limolitas amarillas. Estas arenas,

Tipo de roca originaria	Tipo de roca metamórfica	Textura	Minerales de fondo ecónomico	Minerales esmalpíricos	Minerales mesocálpicos	Procedencia
Riolita	Ortogna	Crisolita		Feldespatos sodio-potásico, fengita, clinocroscita, granate, turmalina	Albita, potascita, biotita, clorita, turmalina	Unidad de las Sabinas
Caliza	Mármol	Bandeada		Dolomita, calcita, magnetita, fengita, cuarzo	Biotita, clorita, hematita	Unidad de las Sabinas
Felita	Micasquistoso	Esquistosa y microplegada		Fengita, cuarzo clinocroscita, almandino, magnetita, rutilo	Fengita, albita, clorita, biotita, titanita, hematita	Unidad de las Sabinas
Marga	Calcosquistoso	Bandeada y nodular	Ankerita, turmalina	Dolomita, fengita, clinocroscita, almandino, cloritoide, titanita	Albita, fengita, clorita	Unidad Ofiolítica
Psammita	Cuenca	Bandeada y granoblastica		Cuarzo, fengita, clinocroscita, almandino, cloritoide	Cuarzo, biotita, clorita	Unidad Ofiolítica
Basalto	Metabasalto	Diabásica y coronítica	Hornblenda titanífera	Orfocita, almandino, glaucofana, rutilo	Anfibol sodio-cálcico, albita, epidota, titanita	Unidad Ofiolítica
Dolomita	Eclogita parcialmente amfibolitizada	Neamatoblástica y simplectítica	Hornblenda titanífera	Orfocita, almandino, glaucofana, rutilo	Anfibol sodio-cálcico, albita, epidota, titanita	Unidad Ofiolítica
Gabro	Amfibolita	Hornblendítica	Hornblenda titanífera	Orfocita, almandino, glaucofana, rutilo	Anfibol sodio-cálcico, albita, epidota, titanita	Unidad Ofiolítica
Troctolita	Metagabro coronítico	Bandeada y pschoblastica	Talco, albita, hornblenda titanífera, astiroblita	Orfocita, almandino, rutilo, magnetita, clinocroscita	Astiroblita, clorita, titanita	Unidad Ofiolítica
Peridotita	Serpentinita	Esquistosa y diabásica	Crisolita, Clorita de cromo	Clinocroscita, diópsido, olivino, cristatita, magnetita	Antigorita, talco, tremolita	Unidad Ofiolítica

Tabla I.- Características petrológicas y unidad de procedencia de los cantos

al menos en parte, parecen corresponder a depósitos eólicos.

En conjunto esta formación de Los Díaz puede alcanzar un espesor de unos 450 metros. Sin embargo, hacia el oeste su espesor se reduce mucho por cambio lateral de facies a los macroconglomerados (Figs. 2 y 4).

Formación de Canteras

Por encima de las areniscas micáceas, y separada de ellas por una discordancia angular, se encuentra la formación de calcarenitas de Canteras (Figs. 2 y 4). En su base aparece un conglomerado, de espesor entre 0,50 y 1,0 metro, con bloques redondeados fuertemente heterométricos entre los que predominan los de naturaleza metamórfica de procedencia Nevado-Filábride. Sobre este conglomerado, de gran continuidad lateral, descansa un tramo de conglomerado conchífero, de matriz arenoso-limosa, con clastos centimétricos redondeados, principalmente de dolomía negra y de cuarzo, con gran abundancia de fragmentos de conchas, principalmente de ostreas, pectínidos y equínidos. Hacia el techo va disminuyendo el tamaño de los clastos, pasando gradualmente a calcarenitas, con matriz limosa, muy conchíferas. La fracción bioclástica de las calcarenitas va aumentando hacia el techo, hasta convertirse prácticamente en una arenisca bioclástica de carácter biostrófico, donde es posible observar restos, no fragmentados completamente, de corales, briozoos, algas calcáreas, equínidos y lamelibranquios, además de diversos foraminíferos (Arana *et al.*, 2002). Su espesor varía entre 25 y 35 metros.

Es en esta formación donde se encuentran excavadas las antiguas canteras de piedra para la construcción llamada localmente piedra *tabaire*. Las direcciones de las capas oscilan entre N75 y N100 E según los lugares, con unos buzamientos entre 20 y 22° al norte.

Entre los minerales accesorios, que acompañan al cuarzo y a la calcita en estas areniscas calcáreas, destacan las micas, moscovita y biotita, clorita de tipo clinocloro, algunos cristales intersticiales de albita, ortosa y

cloritoide, y pequeños granos de turmalina, rutilo y cirón (Arana *et al.*, 2003). La composición mineralógica de los componentes accesorios de estas rocas sería coherente con un área fuente formada por rocas nevadofilábrides, cuya erosión estuviera alimentando la cuenca, por lo que estos minerales deben considerarse como heredados.

La formación de Canteras está recubierta discordantemente por materiales cuaternarios, de manera que no suelen aflorar formaciones neógenas suprayacentes. Sólo a lo largo de la carretera que une el pueblo de Canteras con Los Molinos Marfagones hemos observado materiales neógenos más modernos que las calcarenitas. Se trata de un tramo de limolitas amarillas, de unos 25 metros de espesor, sobremontadas por unas margas micáceas, blancas, de espesor indeterminado. En estas margas Montenat *et al.* (1990) citan microfauna planctónica, con *G. mediterránea*, que las situaría en el Messiniense. Según Arana *et al.* (2003), la mayor parte de la microfauna allí encontrada es de foraminíferos bentónicos, con un predominio de *Bulliminidae* y *Uvigerinidae*, mientras que entre los planctónicos se han identificado *G. trilobus*, *G. obliquus* y *Neogloboquadrina pachyderma*.

La asociación encontrada no precisa la edad dentro del intervalo de Mioceno Superior-Plioceno, pero tanto en Montenat *et al.* (1990), como en Arana *et al.* (2003), se sitúa a la formación de Canteras entre el Tortoniense II y el Messiniense, y más bien cerca del Messiniense.

Plioceno-Cuaternario

En la zona de estudio, sobre los materiales messinienses descansan en discordancia sedimentos continentales, gravas de clastos calcáreos (generalmente de origen alpujarride) con matriz arcillosa rojiza, y costras calcáreas (Figs. 2 y 4). Intercalada en estas gravas se encuentra localmente, en la zona al oeste de Canteras, una capa de basaltos alcalinos, correspondiente al extremo oriental de una gran colada que desciende desde el cerro volcánico del Cabezo Negro, y que ha sido datada en 2,8 Ma (Bellon *et al.*, 1983).

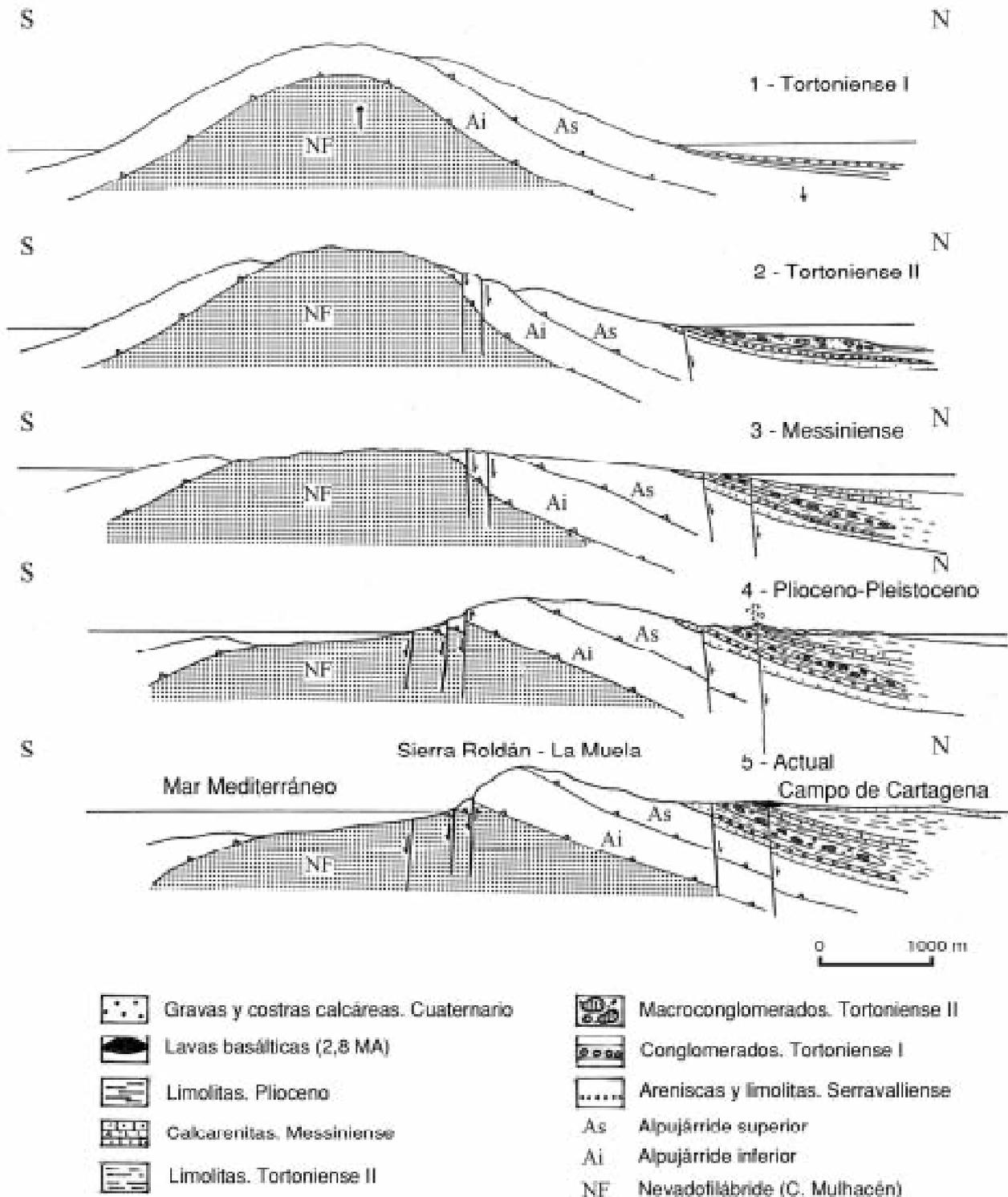


Figura 6.- Esquema de las etapas de evolución paleogeográfica - geomorfológica del borde sur-occidental de la cuenca del Campo de Cartagena (zona de Canteras), desde el Mioceno a la actualidad.

Área fuente de los materiales detríticos de la serie miocena en la zona de estudio

Respecto a los materiales detríticos que aparecen en la subcuenca miocena situada al oeste de Cartagena, a lo largo de la franja Canteras-Galifa-La Torre (Figs. 1 y 5), se pueden reconocer al menos tres áreas fuente diferentes. Para el sector más occidental, La Torre, un área

fuelle se situaría al noroeste (zona de Peñas Blancas) y otra hacia el sur; para el sector central, Galifa, el área fuente principal estaría al sur-suroeste, y para el sector oriental, Canteras, el área fuente estaría al sur (Fig. 5).

Respecto a este último sector de Canteras, en el que hemos centrado particularmente este estudio, los argumentos que permiten situar el área fuente al sur de la cuenca son los siguientes:

a) La disposición geométrica de la serie miocena, orientada este-oeste y buzando al norte, que se inicia con un conglomerado basal transgresivo sobre el Trías alpujarride de la sierra de El Roldán (Figs. 2 y 5).

b) El tamaño decreciente de los bloques de sur a norte en la formación de macroconglomerados; así los bloques de mayor tamaño encontrados en esta zona están al sur de Los Díaz y en la zona de La Morra del Pino (Fig. 5), donde son frecuentes tamaños entre 1 y 3 metros y aún superiores, mientras que 500 metros más al norte (carretera de Canteras a Galifa), los bloques mayores rara vez pasan de 0,5 metros. A su vez, el redondeamiento de los cantos aumenta de sur a norte.

c) La presencia de depósitos eólicos a techo de la formación de Los Díaz y las características de la formación de Canteras, con su conglomerado de bloques a la base, indican una progradación de las facies sedimentarias, coherente con un progresivo relleno de la cuenca de sur a norte (Fig. 5).

d) La disposición de la formación de Canteras, con sus calcarenitas organógenas de carácter para-arrecifal (corales, briozoos, algas calcáreas) del tramo superior (Fig. 4), cuya situación y disposición este-oeste sólo es coherente con la situación del continente y área fuente de los materiales al sur (Figs. 2 y 5). En referencia a esta formación, Montenat *et al.* (1990) señalan la presencia de grandes estratificaciones oblicuas indicando una progradación de los depósitos desde el sur hacia el norte.

e) El aumento de espesor del Messiniense hacia el norte, según se desprende de los datos de los sondeos hidrogeológicos realizados entre Molinos Marfagones y Los Dolores (Fig. 1), que es conforme a un aumento de la batimetría de sur a norte.

f) La existencia de rizaduras de corriente en areniscas tortonienses al este de Canteras que indican un sentido de flujo de suroeste a noreste.

Características petrográficas y procedencia de los cantos nevadofilábrides de la “formación de bloques”

Como se ha descrito anteriormente, en los macroconglomerados o “formación de bloques” que aparecen en la zona de Los Díaz-Morra del Pino (Figs. 2 y 5), la mayoría de los cantos, muchos de ellos de enormes dimensiones, son de naturaleza nevadofilábride. En la Tabla I se muestran las características petrográficas de los principales tipos de rocas metamórficas que forman estos bloques, el tipo de roca del que proceden, así como la unidad de la que plausiblemente derivan. Los minerales metamórficos se han separado, por evidencias texturales, en dos paragénesis sucesivas, eoalpina y mesoalpina, que se desarrollan en condiciones de facies eclogitas y anfibolitas de albita-epidota, respectivamente. En algunas metabasitas las paragénesis de metamorfismo alpino se superponen, sin obliterarlos completamente, a algunos minerales formados durante un estadio

previo de metamorfismo de fondo oceánico (Puga *et al.*, 1999 a y b; 2000; 2002 a y b).

El área fuente de los macroconglomerados sería un relieve continental nevadofilábride situado al sur de la cuenca, donde en la actualidad no existe ningún afloramiento correspondiente a este complejo, sino únicamente materiales alpujarrides de la sierra del Roldán (Fig. 5). La “formación de bloques” correspondería al abanico deltaico de un corto río de alta energía de sentido sur-norte.

Esto plantea una interesante cuestión paleogeográfica, cuya explicación más plausible sería que los antiguos relieves de rocas metamórficas del dominio Nevado-Filábride, que durante el Tortoniense II fueron área fuente de esta formación detrítica, deben estar ahora sumergidos bajo el mar, al sur de las actuales sierras litorales (Fig. 1).

De manera análoga, en la zona de Galifa, al oeste de la rambla del Portús (Fig. 5), otro abanico de macroconglomerados contiene también abundantes y gruesos bloques nevadofilábrides, aunque en mucha menor proporción (menos del 20%), cuya área fuente principal sería a su vez un relieve al sur-suroeste de la cuenca, donde tampoco aflora actualmente el complejo Nevado-filábride (sierra de La Muela), sin excluir que hubiera además aportes del nor-noroeste.

La “formación de bloques” de la zona de Galifa se prolonga hacia el oeste de la subcuenca, por la zona de La Torre. En esa zona, el límite septentrional actual de la subcuenca neógena viene marcado por una falla inversa (falla de La Torre) que monta el Alpujarride sobre el Tortoniense (Fig. 5). El límite original de la cuenca estaría sin duda más al norte.

En la zona de La Torre, los bloques son exclusivamente alpujarrides y por su litofacies, con predominio de cuarcitas rojizas, calizas marmóreas con filoncillos de oligisto, sugieren un área fuente situada en el alpujarride de Peñas Blancas (noroeste). Sólo al aproximarnos hacia el borde meridional de la cuenca, al sur del Cabezo Negro, comienzan a aparecer algunos bloques de naturaleza nevadofilábride, con más frecuencia cuanto más al sur, aunque siempre minoritarios en relación con los bloques de materiales alpujarrides, en una proporción no mayor del 10%. También se observa en esa zona meridional un fuerte aumento del tamaño de los bloques hacia el sur, lo que sugiere también un área fuente meridional. En la figura 5 se presenta un esquema con la distribución de la “formación de bloques” para el conjunto de la subcuenca Canteras-Galifa-La Torre y la relación entre sus diferentes sectores.

En síntesis, parece claro que la proporción de bloques y cantos nevado-filábrides en la “formación de bloques” es máxima en la zona próxima a Canteras, mientras que al oeste de la rambla del Portús esa proporción disminuye rápidamente hasta desaparecer prácticamente hacia el extremo occidental de la subcuenca. Admitiendo un relieve Nevado-Filábride en el Tortoniense II al sur de los actuales relieves costeros, éste sería de extensión moderada (se trataría de una ventana

tectónica), y estaría centrado al sur de la actual sierra del Roldán, disminuyendo rápidamente su influencia, como área fuente, hacia el oeste, así como hacia el este.

Conclusiones sobre la evolución paleogeográfica y geomorfológica de la zona entre el Mioceno y el Cuaternario

A partir de la interpretación de la serie estratigráfica neógena en la zona de Canteras-Galifa, y del análisis de las características geomorfológicas actuales de este sector de la costa mediterránea, se puede esbozar una secuencia de cambios en la geomorfología y paleogeografía de este pequeño sector del extremo bético oriental. En tal secuencia, podríamos distinguir cinco estadios sucesivos, entre el Serravaliense y la actualidad, que se representan en la figura 6.

1- Serravaliense-Tortonense I: Tras la elevación de la sierra litoral comienza la denudación de la cobertura alpujárride y el relleno de la cuenca neógena. La existencia de la discordancia pre-Tortonense I, indicaría que el levantamiento de la sierra continúa. Se forman los conglomerados del Portús-Las Escarihuelas, con cantos redondeados exclusivamente alpujárrides.

2- Tortonense II: La erosión ha denudado la cobertura alpujárride de la sierra, dejando al descubierto, en alguna zona, su núcleo nevadofilábride, especialmente las unidades más altas del Complejo del Mulhacén (Unidad de las Sabinas y Unidad Ofiolítica). El relieve es accidentado y existen ríos de alta energía que transportan materiales gruesos hasta la costa. El borde continental es inestable, con fallas activas y una estrecha franja litoral, seguida de un brusco talud, donde se producen avalanchas de los materiales deltaicos (macroconglomerados de cantos nevadofilábrides del complejo del Mulhacén).

3- Tortonense II-Messiniense: El relieve de la sierra se ha ido suavizando. La cuenca se va rellenando de sur a norte. La discordancia pre-Messiniense indicaría que continúa la inestabilidad del borde continental pero, al ser menos intenso el aporte terrígeno, se depositan formaciones para-arrecifales franjeantes (calcareniticas bioclásticas de Canteras). La abundancia de minerales metamórficos en la fracción detrítica, indicaría que aún afloraban los materiales nevadofilábrides en el área fuente.

4- Plioceno-Pleistoceno: Reajuste post-orogénico con fuerte actividad tectónica. Hundimiento de la parte meridional de la sierra con los afloramientos nevadofilábrides y levantamiento de la parte septentrional, incluido el borde de la cuenca neógena. Relleno de la cuenca neógena y paso a régimen continental. Desarrollo de vulcanismo basáltico alcalino, representado en las proximidades de la zona de estudio por diversos centros eruptivos como el del Cabezo Negro Probablemente en el Plioceno tuvo lugar también la etapa compresiva que dio lugar a fallas inversas como la de La Torre.

5- Actualidad: Configuración actual de las sierras litorales de Cabo Tiñoso, La Muela, El Roldán y Cartagena, evolución de los acantilados y modelado estructural de la línea de costa; configuración del relieve actual del Campo de Cartagena.

Carácter regional y significado tectónico de los macroconglomerados o formación de bloques

La denominación de *Block formation* ó “formación de bloques” fue aplicada por primera vez por Van Drasche (1879) a macroconglomerados de relleno de la Cuenca Neógena de Granada, similares a los que forman parte de la sub-cuenca Canteras-Galifa y ha recibido posteriormente diversos nombres, alusivos a las localidades descritas, como “Formación Pinos Genil” de Gonzalez-Donoso (1968), o bien a las características macroscópicas de sus cantos, por las que Montenat (1973) las denominó formación de “megabrechas”.

Esta formación presenta las mismas características sedimentológicas y de edad en todas las cuencas Neógenas presentes en el sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas, en el que afloran materiales del dominio Nevado-Filábride que nutren sus cantos. Ha sido identificada y descrita por numerosos autores desde las cuencas situadas en la provincia de Granada, al oeste de este dominio (Dabrio y Ruiz Bustos, 1979; Rodríguez Fernández, 1982; Rodríguez Fernández *et al.*, 1990), hasta las de Murcia y Alicante, al este del mismo (Montenat, 1973; Montenat *et al.*, 1990), pasando por las numerosas e importantes cuencas situadas en la provincia de Almería (Rodríguez Fernández *et al.*, 1990; Montenat y Ott d'Estevou, 1990, entre otros).

El carácter regional de esta formación, unido al gran volumen de los materiales que la forman (entre varios centenares y miles de metros de potencia) y al carácter deltaico de sus depósitos, le confieren una gran importancia para la ubicación en el Tortonense II, o superior, del pulso tectónico mas notable en el proceso de exhumación post-metamórfico del dominio Nevado-Filábride. La datación del climax de este proceso tectónico entre 8 y 7 Ma, según el registro fósil de esta formación (Gonzalez-Donoso, 1978; Dabrio *et al.*, 1978, Dabrio y Ruiz Bustos, 1979; Montenat, 1973, 1990), es congruente con la ubicación del inicio de la exhumación post-metamórfica de este dominio entre el Mioceno inferior y medio, basada en las edades de recristalización nealpina de algunos minerales en condiciones de Facies Esquistos Verdes, obtenidas por los métodos K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr, que están comprendidas entre 20 y 11 Ma (Puga, 1976, Portugal Ferreira *et al.*, 1988; De Jong, 1991; Puga *et al.*, 2002 a y b con las dataciones de trazas de fisión en circones y apatitos, que se extienden entre 12 y 8 Ma (Johnson *et al.*, 1997).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a J. Rodríguez Fernández y C. Sanz de Galdeano, del IACT de Granada,

por su lectura crítica de una primera versión del manuscrito, así como a los revisores de este artículo, A. Martín Algarra y C. Sanz de Galdeano, y al Editor principal de esta Revista, J. M. González Casado, por sus revisiones minuciosas y constructivas. La ayuda de J. L. Ruiz López en la realización de las últimas modificaciones de las figuras con el programa Autocad ha sido de gran utilidad. Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación BTE 2003-09808 y del grupo de investigación RNM 333 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Arana, R., Mancheño, M. A., Manteca Martínez, J. I., Rodríguez Estrella, T., Rodríguez Martínez-Conde, J. A. y Serrano, F. (2003): Las canteras de «Roca Tabaire» de Canteras (Cartagena). Contexto geológico e importancia como patrimonio geológico y minero. *Cuadernos del Museo Geominero*, 2: 65-78.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983): Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bulletin Société géologique de France*, 7: 205-217.
- Dabrio, C. J. (1990): Fan delta facies in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. *Special Publication number 10 of the International Association of Sedimentologists*. Blackwell Scientific Publications, 91-111.
- Dabrio, C. J., Fernández, L., Peña, J. A., Ruiz Bustos, A. y Sanz de Galdeano, C. M. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios Geológicos*, 34: 89-97.
- Dabrio, C. J. y Ruiz Bustos, A. (1979): Les conglomérats de la "blockformation" et leur signification dans l'évolution néogène du bassin de Grenade (Cordillères bétiques, Espagne). *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 2: 53-55.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam, 203 p.
- González-Donoso, J.M. (1968): Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. *Acta Geológica Hispánica*, 3: 57-63.
- González-Donoso, J.M. (1978): Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 8-9: 191-203.
- Johnson, C., Harbury, N. y Hurford, A. (1997): The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride, Betic cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 2: 189-204.
- Manteca, J.I. y García García, C. (2003): La falla de Cartagena-La Unión. Aportación a su conocimiento y verificación visual de su existencia gracias a una obra pública. En: *Actas V Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España* (F. Guillén Mondéjar y A. Del Ramo, Eds.). 239-246.
- Montenat, Ch. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. d'Orsay, 1170 p.
- Montenat, Ch. (1990): Foraminifères et biostratigraphie du Néogène bétique. *Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, París*, 12-13: 33-34.
- Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1990): Eastern Betic Neogene Basins- a Review. *Documents et Travaux Institut Géologique Albert de Lapparent, París*, 12-13: 9-15.
- Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990): Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, París*, 12-13: 313-368.
- Portugal Ferreira, M., Ferreira, J. D., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1988): Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, 2: 55-58.
- Puga, E. (1976): *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis doctoral Univ. de Granada, 269 p.
- Puga, E. (1990): The Betic Ophiolitic Association (Southeastern Spain). *Ofioliti*, 15: 97-117.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Bodinier, J.L. y Morten, L. (1999 a): Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): Evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49, 1-2: 107-140.
- Puga, E., Ruiz Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (1999 b): Magnetite-silicate inclusions in olivine of ophiolitic metabasalts from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Canadian Mineralogist*, 37: 1191-1209.
- Puga, E., Nieto, J.M. y Díaz de Federico, A. (2000): Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain). *Canadian Mineralogist*, 38: 1137-1161.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Nieto, J.M. (2002 a): Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: A review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.
- Puga, E., Ruiz Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (2002 b): Polymetamorphic amphibole veins in metabasalts from the Betic Ophiolitic Association (SE Spain): Relics of ocean-floor metamorphism preserved throughout the Alpine Orogeny. *Canadian Mineralogist*, 40: 67-83.
- Puga, E., Fanning, M., Nieto, J. M. y Díaz de Federico, A. (2003): Datación U-Pb con SHRIMP de circones de las eclogitas ofiolíticas del Complejo del Mulhacén (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 33: 139-142.
- Rodríguez Fernández J. (1982): *El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada. 379 p.
- Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1990): Le couloir des Alpujarras. *Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, París*, 12-13: 87-100.
- Sanz de Galdeano C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to Present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Van Drasche, R. (1879): Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 6: 353 p.

Manuscrito recibido el 21 de noviembre de 2003
Aceptado el manuscrito corregido el 3 de febrero de 2004