

Características geológicas de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). Su relación con un yacimiento paleontológico pleistoceno.

Geological characteristics of the Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). Relationship with a Pleistocene paleontological site

T. Rodríguez-Estrella ⁽¹⁾; M. A. Mancheño ⁽²⁾; G. Romero ⁽²⁾; J. M. Hernández ⁽²⁾

⁽¹⁾ Dpto. Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Civil. Universidad Politécnica de Cartagena. 30203 Cartagena (Murcia). tomas.rodriguez@upct.es

⁽²⁾ Dpto. Q. Agrícola, Geología y Edafología. Universidad de Murcia. Facultad de Química. Campus de Espinardo. 30100 Murcia. cheno@um.es, gromero@um.es, juanmi@um.es

ABSTRACT

The Sierra de Quibas is mainly a Lower Jurassic carbonated relief. Its main structure is a klippe of Middle Subbetic on Southern Prebetic. The internal structure is a NE-SW anticlinorium. Detailed geological mapping (E. 1:25,000) has pointed to anomalous folds (almost N-S) caused by the halokinetic action of Triassic materials. Also has been detected a Neotectonic activity starting in the Upper Miocene with almost N-S stresses which have reactivated some faults; the N-S faults previously compressive are now distensive.

In the SE edge of the Sierra de Quibas there is an important Pleistocene paleontological site in a karstic cave filled up with reddish detritic material within the Lower Jurassic dolomites, controlled by NE-SW faults.

Key words: Sierra de Quibas, Stratigraphy, Tectonic, Neotectonic, Pleistocene paleontological site.

Geogaceta, 35 (2004), 115-118
ISSN:0213683X

Introducción

La Sierra de Quibas está situada en el término municipal de Abanilla (Murcia). Se trata de un macizo carbonatado de dirección NE-SW, de 6 Km. de longitud por 2,5 de anchura (Fig. 1). Geomorfológicamente, presenta un gran desarrollo kárstico que se manifiesta mediante cuevas, simas y dolinas. Asociado a este fenómeno existen rellenos pliocuaternarios, en uno de los cuales se localiza un yacimiento paleontológico que comenzó a estudiarse a finales de la década de los 90. Con el fin de encuadrar geológicamente el referido yacimiento, se ha llevado a cabo una cartografía a escala 1:25.000 y un análisis estratigráfico y tectónico de toda la sierra, que constituye el motivo del presente trabajo.

Este estudio se enmarca dentro dos proyectos de investigación de la Comunidad Autónoma de Murcia.

Geología de la Sierra de Quibas

Contexto geológico regional

La Sierra de Quibas se encuadra, dentro de las Cordilleras Béticas, en la Zona Subbética y más concretamente en el Subbético Medio. Este relieve mesozoico

cabalga sobre materiales fundamentalmente cenozoicos autóctonos o paraautóctonos del Prebético Meridional (Rodríguez Estrella, 1979). Hacia el Sur, el Subbético deja de hacerse visible bajo los depósitos neógenos de la Cuenca de Fortuna.

Los macizos alóctonos subbéticos presentan una serie de características peculiares, tales como mostrar series incompletas, debido al alto grado de tectonización, y presentar un neto predominio de los materiales carbonatados, esencialmente liásicos, sobre los demás, ya que el Dogger, Malm y Cretácico inferior están ausentes en muchos lugares o reducidos a pequeños afloramientos vinculados a fracturas (Fig.1).

Estratigrafía

Hay que distinguir dos tipos de materiales: los subbéticos alóctonos y los prebéticos autóctonos.

A) Materiales subbéticos alóctonos

Como se ha dicho anteriormente, se trata de una serie carbonatada con predominio de materiales del Jurásico inferior

El Triásico sólo aflora en los bordes suroccidental y nororiental de la sierra y siempre en forma de pequeños lentejones discontinuos. Se trata de un conjunto de margas, arcillas y yesos de colores abigarrados

característico de facies Keuper. Su plasticidad ha favorecido el desplazamiento de materiales subbéticos sobre los prebéticos, por lo que casi siempre se encuentra en la base de los elementos carbonatados alóctonos. Debido a su escasa representación y al carácter tectónico de los afloramientos, su potencia no se ha podido determinar.

El Lías inferior, concretamente el Hettangiense-Sinemuriense, aflora en el núcleo central de la sierra, estando igualmente representado en los sectores nororiental y suroccidental de la misma. Viene constituido por un conjunto de brechas dolomíticas, dolomías masivas, dolomías estratificadas y calizas dolomíticas, de color gris oscuro (si bien en corte fresco son claras), cuya potencia total no se ha podido determinar, ya que el muro, cuando aparece, se trata siempre de un contacto tectonizado. No obstante, el valor mínimo observado en el campo ha sido de 100 m y por datos de sondeos se sabe que pueden alcanzar los 200 m. Lo normal es encontrar dolomías masivas en la base del tramo y bien estratificadas hacia el techo; los bancos presentan una potencia que oscila entre 50 cm y 1 m.

El Lías inferior-medio, en concreto el Sinemuriense-Pliensbachiense, es el tramo más representado en la sierra, ocupando

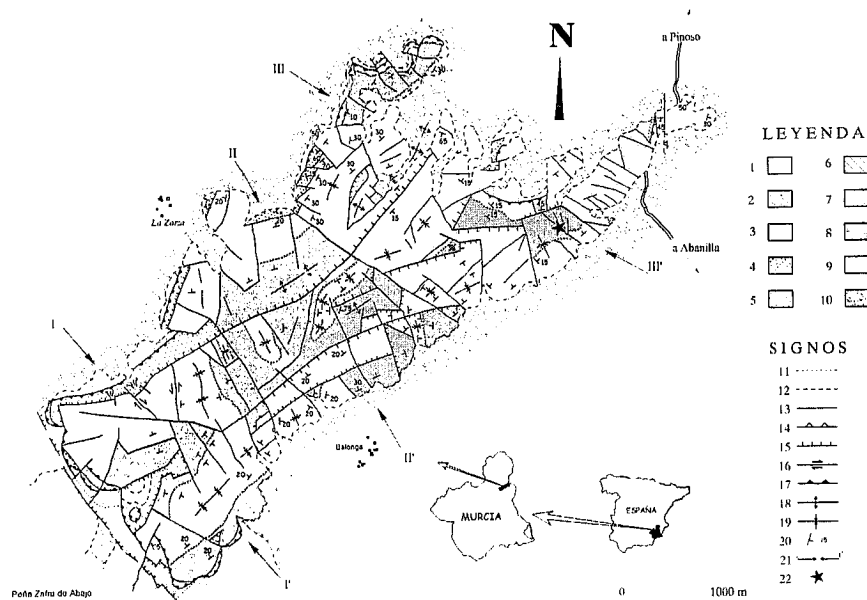


Fig. 1.- Situación geográfica y contexto geológico de la Sierra de Quibas. 1. Arcillas y yesos (Triásico superior); 2. Dolomías (Lías inferior); 3. Calizas (Lías inferior-medio); 4. Calizas nodulosas (Dogger-Malm); 5. Margas y margocalizas (Cretácico inferior); 6. Margas verdesas (Eoceno inferior); 7. Calizas recifales (Eoceno medio); 8. Arenas, areniscas y conglomerados rojizos (Oligoceno); 9. Calizas y margas (Mioceno); 10. Conglomerados, limos, arcillas y caliches (Cuaternario); 11. Contacto concordante; 12. Contacto discordante; 13. Falla; 14. Falla inversa; 15. Falla normal; 16. Falla de desgarre; 17. Cabalgamiento; 18. Anticlinal; 19. Sinclinal; 20. Dirección y buzamiento; 21. Corte geológico; 22. Yacimiento paleontológico.

Fig. 1.- Geographical situation and geological setting of the Sierra de Quibas.

1. Clays and gypsum (Upper Triassic); 2. Dolomites (Lower Lias); 3. Limestones (Lower-Middle Lias); 4. Nodular limestones (Dogger-Malm); 5. Marls and marlstones (Lower Cretaceous); 6. Greenish marls (Lower Eocene); 7. Reefal limestones (Middle Eocene); 8. Reddish violet sands, sandstones and conglomerates (Oligocene); 9. Marls and limestones (Miocene); 10. Conglomerates, muds, clays and caliches (Quaternary); 11. Concordant contact; 12. Unconformity; 13. Fault; 14. Reverse fault; 15. Normal fault; 16. Strike-slip fault; 17. Thrust; 18. Anticline; 19. Syncline; 20. Dip and strike; 21. Cross-section; 22. Palaeontological site

más de la mitad de la misma. Se trata de calizas blancas, bien estratificadas, en las que se han diferenciado cuatro tipos de facies: calizas con textura fenestral, calcarenitas de peloides, calcarenitas de ooides y calizas de crinoides. Las calizas pertenecen a los tipos mudstone, wackstone, packstone y grainstone (Nieto Albert, 1997). En el techo de estos materiales existe una importante discontinuidad estratigráfica, reconocible tanto por el cambio litológico brusco existente entre los materiales de este nivel y los suprayacentes, como por distintos rasgos asociados a ella: paleokarst con diques neptúnicos y presencia de un hard ground. En ocasiones es posible hallar, antes de la superficie de discontinuidad, niveles margosos de 10 cm de potencia y nódulos de sílex de color pardo, que podrían representar ya al Lías superior (Nieto Albert, 1997).

El Dogger-Malm viene constituido por calizas micríticas con sílex en bancos estratodecrecientes. En la parte baja la potencia de los estratos varía entre 30 cm y 1 m, mientras que hacia el techo no supera los 10 cm.

El Malm está definido por calizas nodulosas rojas con abundante fauna de ammonites,

como *Sowerbicerias tortisulcatum* (D'Orbigny) y diferentes perisphinctidos. La potencia total del tramo no es posible conocerla pues en ningún caso se ha observado su techo. Tan solo podemos asegurar que es igual o superior a 30 m.

El Cretácico inferior aflora, mediante fallas normales, en algunos puntos del eje central de la sierra, así como en la base del corrimiento en su borde suroccidental. Está formado por margas y margocalizas grises o gris-amarillentas, ricas en ammonites y nódulos de pirita. Se encontraron los ammonites: *Neocomites premolicus* Sayn y *Olcostephanus drumensis* (Kilian), de edad Valanginiense inferior (Zona de Pertrasiens). Otros autores (Jiménez de Cisneros, 1924; Azema, 1977 y Montenat, 1973) citan, además, *Pygope diphoides* (D'Orbigny), *Berriassella gr. callisto* (D'Orbigny) y *Neolissoceras grasianum* (D'Orbigny). Todos ellos datan al Berriasiense-Valanginiense. Su potencia no se puede conocer ya que los afloramientos, de pequeñas dimensiones, están fuertemente tectonizados.

B) Materiales prebéticos autóctonos

Vienen representados por materiales del Eoceno al Mioceno medio con una litología diversa.

El Eoceno inferior es esencialmente margoso, de color verde, con intercalaciones areniscas blancas. Puede llegar a adquirir un gran desarrollo (superior a la centena de metros), siendo abundantes los nummulites de pequeño tamaño.

El Eoceno medio está constituido por potentes bancos de calizas blancas masivas, sin estratificación neta y con abundantes Nummulites y Alveolinas. Su espesor varía de unos puntos a otros debido a su carácter arrecifal, pero por datos de sondeos se sabe que está comprendido entre 50 y 250 metros.

El Oligoceno está formado por un mínimo de 20 m de arenas, areniscas y conglomerados de tonos rojo-violáceos, de origen continental.

El Mioceno lo forma una serie predominantemente margosa blanco-grisácea con intercalaciones de calcarenitas y areniscas hacia el techo, que puede superar la centena de metros. Del análisis de su microfaua se deduce que pertenece al Mioceno inferior, aunque cabe la posibilidad de que sea algo más bajo, pero nunca más antiguo que del Langhiense. El aspecto de la microfases es de tipo «albarizas» que en el Levante suelen denominarse «taps». Las asociaciones de foraminíferos planctónicos encontradas son las siguientes: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. falconensis* Blow, *G. druryi* Akers, *Globigerinoides gr. trilobus* (Reuss), *Globorotalia praemenardii* Cus. & St., *G. peripheroronda* Blow & Banner, *G. scitula* (Brady), *Globigerinella obeasa* (Bolli), *Neoglobobulimina siakensis* (Le Roy), *N. mayeri* (Cush. & Ellisor), *N. acrostoma* (Wezel), *N. continua* (Blow), *Praeorbulina glomerata* (Blow), *P. transitoria* (Blow), *Orbulina universa* D'Orbigny?, *Neoglobobulimina siakensis* (Leroy), *Globobulimina globosa* Bolli, *Gq. altispira* (Cush. & Jarvis), *Gq. baroemouensis* (Le Roy), *Gq. langhiana* Cita & Gelati y *Sphaerobulimina seminuolina* (Schwager).

Por último, el Cuaternario aparece representado, en los bordes septentrional y meridional, por un piedemonte que en algunos puntos (borde noroccidental) alcanza un gran desarrollo debido a la presencia de una falla normal de gran salto y plano verticalizado, que pone en contacto las calizas del Lías inferior-medio con las margas y margocalizas del Cretácico inferior.

También, el Cuaternario se encuentra rellenando cavidades kársticas, como la del yacimiento paleontológico antes aludido, y que será tratado más adelante.

Tectónica

La Sierra de Quibas presenta una estructura mayor de isleto tectónico del

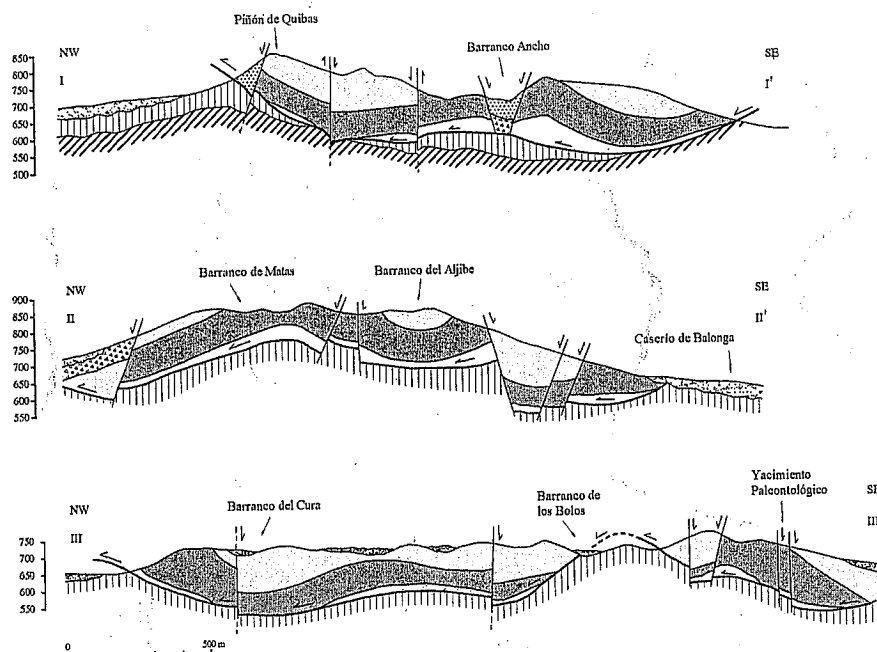


Fig. 2.- Cortes geológicos de la Sierra de Quibas (ver localización y leyenda en la Fig. 1)

Fig. 2.- Geological cross-sections of the Sierra de Quibas (see location and legend in Fig. 1).

Subbético que descansa sobre materiales del Prebético autóctono o paraautoctono, hecho que puede verse con claridad en su borde suroccidental. En la base de este corrimiento aparece ocasionalmente un Triás yesífero, que ha servido de lubricante en el desplazamiento. Los materiales más modernos, sobre los que descansan los alóctonos de la Sierra de Quibas, pertenecen al Mioceno medio (Fig. 2).

Internamente constituye un anticlinorio en cuyo eje central afloran las dolomías liásicas. Las direcciones de los pliegues son casi siempre NE-SW, guardando relación con el plegamiento general. Sin embargo, en el SW de la sierra se han encontrado pliegues con direcciones anómalas de casi N-S (Fig. 1); ésto se debe seguramente al fenómeno halocinéptico del Triás, que se acumula en unos lugares más que en otros, especialmente en el eje del anticlinorio. Esta hipótesis vendría apoyada por el hecho de haberse encontrado los afloramientos triásicos más desarrollados en el borde suroccidental de la sierra.

Este anticlinorio está afectado por numerosas fallas que se agrupan en tres juegos direccionales: N45-60E, N110-140E y casi N-S. El primero se trata de fallas de distensión, paralelas a la dirección principal de la estructura, entre las que destacan dos fallas normales con longitudes próximas a los 5 Km. Los dos lotes restantes constituyen fallas de cizalla, oblicuas a la dirección principal de los esfuerzos.

Solamente en las inmediaciones de la Sierra de la Espada (inmediatamente al E de la de Quibas), allí donde la carretera Fortuna-Pinoso atraviesa la de Quibas, se ha

observado un cabalgamiento interno de vergencia N, que hace aparecer los materiales del Dogger-Malm. Es posible que este tipo de estructura se dé en otros puntos de la sierra, aunque no se han podido deducir debido a la monotonía litológica existente.

La secuencia de acontecimientos tectónicos sería la siguiente:

- Durante el Mioceno medio se produce la fase de plegamiento principal de este sector de las Cordilleras Béticas, que es la responsable del corrimiento, de los pliegues de dirección predominante NE-SW, de las fracturas de cizalla y de los cabalgamientos internos.

- Después del Mioceno medio ocurre una etapa distensiva que origina numerosas fallas normales de dirección NE-SW que seccionan longitudinalmente la sierra; algunas de ellas, de más de 4 Km. de longitud, van a ser de gran salto ya que ponen en contacto materiales del Liás inferior-medio con los del Cretácico inferior.

- A partir del Mioceno superior y hasta la actualidad tiene lugar en el Levante español una etapa neotectónica compresiva de dirección casi N-S (Rodríguez Estrella y Almoguera, 1986), que en la Sierra de Quibas se manifiesta por la reactivación de algunas de las fracturas existentes. Así, las fallas de dirección casi N-S, que anteriormente actuaron como fallas compresivas de desgarre, ahora lo hacen como distensivas, de ahí que estén abiertas varios metros y rellenas parcial o totalmente de espeleotema calcáico (falsa ágata). Otra manifestación de esta actividad compresiva es el inicio de un proceso halocinéptico del Triás Keuper que da lugar a direcciones aberrantes de los pliegues.

Geología del yacimiento paleontológico

El yacimiento está localizado en la ladera sureste del extremo oriental de la Sierra de Quibas (Fig. 1), al pie de una cantera abandonada.

Se asienta en una sima de 20 m de profundidad y 2 de anchura y una galería de 5 m de ancho y longitud desconocida. Ambas estructuras kársticas es posible que estén conectadas interiormente aunque externamente están separadas por un espeleotema calcáico de unos tres metros de espesor.

Constituye un relleno kárstico plio-cuaternario dentro de las dolomías del Liás inferior. Dichos materiales se encuentran relleno tanto la sima como la galería. Montoya et al (1999) describen en la galería una serie estratigráfica con seis niveles de materiales detríticos, formados por arcillas, arenas y brechas más o menos cementadas.

Se sitúa en la intersección de tres fallas con direcciones N110E, N160E y N175 E. La primera condiciona el barranco situado al pie del yacimiento, la corta de extracción de la cantera abandonada y el propio yacimiento paleontológico. Las otras dos están rellenas de espeleotema calcáico.

Respecto a éste último, se ha realizado un muestreo fino y sistemático a través de un corte perpendicular al depósito de más de 200 niveles de calcita para estudiar los isótopos estables de oxígeno y carbono. Éstos, son buenos indicadores de las condiciones ambientales existentes en el momento del depósito de los carbonatos continentales terrestres, como por ejemplo los espeleotemas. Los resultados de los análisis del O^{18} permitirán comprobar las variaciones que se han dado a lo largo del período de tiempo que representa el depósito (por ahora desconocido, pero al menos sabemos que son justo las anteriores a la génesis del yacimiento). Estas variaciones (momentos con contenidos isotópicos más ligeros o más pesados) pueden ser interpretadas en términos de paleotemperaturas. Los análisis de C^{13} permitirán también cotejar la existencia de esa variabilidad climática, y además suministrarán información adicional sobre el origen del carbono del depósito (presencia o no de hidrotermalismo, tipo de vegetación existente, etc).

Al mismo tiempo, se está realizando un estudio polínico de los materiales detríticos de la sima que vendrá a enriquecer la información paleobotánica y paleoclimática de la época.

Se ha comprobado, mediante estudio geofísico eléctrico (SEV), que los materiales cuaternarios situados a lo largo de la fa-

lla N110E progresan hacia el interior de la sierra al menos 30 m.

El interés paleontológico del yacimiento de Quibas viene avalado por la abundancia y diversidad de su asociación faunística (recogida hasta ahora en el material suelto situado en la base de la galería) y por la propia edad del mismo. La lista faunística, según Montoya et al (1999), se encuentra constituida por unas 60 especies, repartidas entre moluscos gasterópodos (13 especies), artrópodos (3 especies), anfibios (1 especie), reptiles (10 especies), aves (16 especies) y mamíferos (18 especies), que se detallan a continuación:

Moluscos: *Palaeoglandina montenati* Truc, 1972; *Bythinella* sp.; *Pomatias sulcatus* (Draparnaud, 1805); *Chondrina farinesii farinesii* (Des Moulins, 1835); *Jaminia (Jaminia) quadridens* (Müller, 1774); *Testacella* sp. aff. *Testacella* (Testacella) *haliotidea* Draparnaud, 1801; *Vitrea* sp.; *Rumina decollata* (Linnaeus, 1758); *Oxychilus (Ortizius) mercadali* Gasull, 1969; *Sphincterochila (Albea) candidissima* (Draparnaud, 1801); *Trochoidea (Xerocrassa) murcica* (Guirao in Rossmässler, 1854); *Pseudotachea splendida* (Draparnaud, 1801) e *Iberus gualtieranus* (Linnaeus, 1758) (morfotipo alonensis)

Artrópodos: Coleoptera indet. y Diplopoda indet.

Anfibios: *Bufo bufo* (Linnaeus, 1758)

Reptiles: Testudinoidea indet.; *Tarentola mauritanica* (Linnaeus, 1758); *Lacerta lepida* Daudin, 1802; *Psammadromus algirus* (Linnaeus, 1758); Lacertidae indet.; *Blianus* sp.; *Elaphe* sp. cf. *Elaphe scalaris* (Schinz, 1822); *Viperina* sp.; *Vipera* sp. y Serpentes indet.

Aves: *Geronticus eremita* (Linnaeus, 1758); *Gypaetus barbatus* (Hablitzl, 1783); *Coturnix coturnix* (Linnaeus, 1758); *Columba livia* Gmelin, 1789; *Cuculus canorus* Linnaeus, 1758; *Otus scops* (Linnaeus, 1758); *Athene noctua* (Scopoli, 1769); *Strix aluco* Linnaeus, 1758; *Delichon urbica* (Linnaeus, 1758); *Anthus pratensis* (Linnaeus, 1758); *Phoenicurus ochrurus* (Gmelin, 1774); *Saxicola torquata* (Linnaeus, 1766); *Oenanthe hispanica* (Linnaeus, 1758); *Parus major* Linnaeus, 1758; *Carduelis chloris* (Linnaeus, 1758) y *Carduelis carduelis* (Linnaeus, 1758).

Micromamíferos: *Arvicola deucalion* (Kretzoi, 1969); *Apodemus* sp.; *Castillomys rivis rivis* Martín Suárez y Mein, 1991; *Eliomys intermedius* Friant, 1953; *Hystrix refossa* Gervais, 1852; *Prolagus calpensis* Major, 1905; *Oryctolagus* sp.; *Neomys anomalus* Cabrera, 1907; *Crociodura* sp. aff. *Crociodura suaveolens* (Pallas, 1811); *Rhinolophus ferrumequinum* (Schreber, 1774); *Rhinolophus* sp.

aff. *Rhinolophus euryale* Blasius, 1853 y *Myotis* sp.

Macromamíferos: *Macaca sylvanus* (Linnaeus, 1758); *Lynx pardinus* (Temminck, 1827); *Equus altidens* Reichenau, 1915; *Capra* sp. aff. *Capra alba* Moyà-Solà, 1987; *Ovibovini* indet. cf. *Praeovibos* sp. y *Cervidae* indet.

En el conjunto de los gasterópodos destaca *Palaeoglandina*, un género que se extingue en el resto de Europa durante el Plioceno y que se mantiene como relicto en el Pleistoceno de la Península Ibérica. Entre los mamíferos posee una especial relevancia la presencia del primate de la familia Cercopithecidae *Macaca sylvanus* (Montoya et al, 1999, 2001).

En las últimas campañas de excavación se ha podido avanzar hacia el interior de la galería, habiéndose recogido nuevamente numerosos restos de micro y macrovertebrados que están siendo estudiados en la actualidad.

A partir de la composición de la asociación faunística, y a falta de otros datos que permitan precisar más la datación del yacimiento, ésta puede situarse alrededor de 1,3 M.a. En España, dentro de las Cordilleras Béticas, los yacimientos fosilíferos del Cuaternario comienzan con los yacimientos de Venta Micena, Láchar y Fuensanta y terminan con los de Cueva Victoria y Huéscar 1. Por tanto, el yacimiento de Quibas viene a llenar una laguna existente entre los yacimientos de Venta Micena (Orce, Granada) y Cueva Victoria (Murcia), proporcionando, por tanto, nuevos datos de interés sobre las faunas de este periodo temporal inmediatamente inferior a los niveles más antiguos de Atapuerca (Montoya et al. 1999).

El yacimiento paleontológico de la Sierra de Quibas ha sido protegido por la Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de Murcia como Bien de Interés Cultural, figura contemplada en la Ley de Patrimonio Histórico de 1985.

Conclusiones

La Sierra de Quibas constituye un macizo carbonatado del Subbético que presenta una posición alóctona en relación con la autóctona relativa del Prebético Meridional situado bajo él.

Afloran fundamentalmente calizas y dolomías del Lías y en menor proporción calizas con sílex y nodulosas del Dogger-Malm y margocalizas del Cretácico inferior.

Además de constituir un isleo tectónico, internamente presenta una estructura de anticlinorio, de dirección NE-SW, afectado por numerosas fallas paralelas a la dirección

principal de la estructura (normales y algunas inversas) y transversales (de desgarre).

Existen pliegues de direcciones anómalas (casi N-S) motivados por la acción halocinética del Trías, que se acumula fundamentalmente en el eje del macropliegue.

Se ha puesto de manifiesto una actividad neotectónica a partir del Mioceno superior con esfuerzos de dirección casi N-S que han reactivado algunas fallas, de tal manera que, por ejemplo, las de N-S, que anteriormente actuaron como compresivas, ahora lo hacen como distensivas.

El yacimiento paleontológico de la Sierra de Quibas está asentado en dolomías del Lías inferior y en la intersección de tres fallas, N110E, N160E y N175E, rellenas de material detrítico o de espeleotema calcáreo (falsa ágata). La geofísica realizada pone de manifiesto que la galería y su relleno progresan longitudinalmente (al menos 30m) hacia el interior de la sierra.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca dentro de los proyectos de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia: Séneca PI-44/00837/FS/01 y Justo 4331, Ginves 3134.

Agradecemos a Francisco Serrano su aportación en la datación micropaleontológica del Mioceno, así como al Ayuntamiento de Abanilla, a Marsa (Cehegín, Murcia) y a Cajamurcia, su inestimable colaboración.

Referencias

- Azema, J. (1977). Thèse Univ. Paris. 395 p.
 Jiménez de Cisneros, D. (1924). *Ibérica*, vol. XXI, nº 531; 362-364.
 Montenat C. (1973). Thèse Univ. París Orsay. 1170 p.
 Montoya, P.; M.T. Alberdi; A.M. Blázquez; L.J. Barbadillo; M.P. Fumanal; J. van der Made; J.M. Marín; A. Molina; J. Morales; X. Murelaga; E. Peñalver; F. Robles; A. Ruiz Bustos; A. Sánchez; B. Sanchiz; D. Soria; y Z. Szyndlar. (1999). *Est. Geol.*, 55 (3-4), 107-206.
 Montoya, P.; M.T. Alberdi; L.J. Barbadillo; J. van der Made; J. Morales; X. Murelaga; E. Peñalver; F. Robles; A. Ruiz Bustos; A. Sánchez; B. Sanchiz; D. Soria; Z. Szyndlar. (2001). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets* 332, 387-393. *Paléontologie*.
 Nieto Albert, L. (1997). Tesis. Ser. Public. Univ. Murcia. 584 p.
 Rodríguez Estrella T. (1979). Tesis. Colec. Mem. IGME, 97. 566 p. Madrid.
 Rodríguez Estrella, T. y Almoguera, J. (1986). *Com. y Pon. I.G.N. nº 7*; 301-318.