



**Un abanico aluvial del Pleistoceno, de interés geoarqueológico,
en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria (Málaga)**

*A Pleistocene alluvial fan of geoarchaeological interest
at Cantal Alto in Rincón de la Victoria (Málaga)*

Redondo Ortega, J. J.⁽¹⁾, Ramos Fernández, J.⁽¹⁾, Martínez Rodríguez, F.⁽¹⁾

(1) Yacimientos Arqueológicos de La Araña (Málaga), Escritor Aguirre García S/N, 29018, Málaga, España.
jjredort@gmail.com, direccion@complejohumo.org, federico.e.f@gmail.com

Resumen

En este artículo se estudia una pequeña formación conglomerática continental, situada al este de la bahía de Málaga sobre materiales del Complejo Maláguide. La interpretación del depósito como un abanico aluvial se fundamenta en el conjunto de características granulométricas y en las estructuras sedimentarias observadas. Se argumenta la procedencia de los clastos y la asignación del conglomerado al Pleistoceno, inferida a partir de elementos geomorfológicos cercanos. Como singularidad, esta formación presenta un elevado contenido de clastos de sílex, lo que le confiere un notable interés geoarqueológico.

Palabras clave: Conglomerado; Complejo Maláguide; rasas y depósitos marinos; Pleistoceno; sílex.

Abstract

This paper examines a small continental conglomerate formation located east of Málaga Bay, overlying materials of the Maláguide Complex. The interpretation of the deposit as an alluvial fan is based on its granulometric characteristics and the observed sedimentary structures. The provenance of the clasts and the assignment of the conglomerate to the Pleistocene, inferred from nearby geomorphological features, are also discussed. Notably, this formation contains a high proportion of flint clasts, which gives it significant geoarchaeological interest.

Key words: Conglomerate; Maláguide Complex; marine terraces and deposits; Pleistocene; flint.



1. Introducción

La fisonomía más reciente del entorno de la bahía de Málaga es consecuencia del ascenso de las Cordilleras Béticas desde el Tortonense hasta la actualidad (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Este levantamiento, más moderado desde el Plioceno, junto con cambios en las condiciones climáticas durante el Cuaternario dio lugar en la costa de Málaga a secuencias de rasas y depósitos marinos escalonados ampliamente documentadas en trabajos específicos (Lario *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 2025).

En lo tocante a formaciones detríticas continentales del Cuaternario en la costa de Málaga, se han publicado estudios de detalle en el área de Nerja (Guerra-Merchán *et al.*, 2000, 2004) y hay referencias en zonas próximas a la capital y más al oeste (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2007). En la cuenca de Málaga, Guerra-Merchán y Serrano-Lozano (2003) documentan sistemas de abanicos aluviales del Cuaternario y en Insua Arévalo *et al.* (2012) se estudia la distribución y edad de los mismos. Para la zona litoral entre La Araña y Rincón de la Victoria, la escasa documentación ofrece datos generales y descripciones someras de algunas formaciones detríticas interpretadas como abanicos aluviales (Estévez González y Chamón Cobos, 1978; Álvarez-Fernández *et al.*, 2022), o bien se ciñe a taludes de derrubios, rellenos de cavidades o depósitos continentales en cavidades con material arqueológico (Ferre *et al.*, 2002, 2003).

En el presente trabajo se describe una formación conglomerática continental inédita, situada al este de la bahía de Málaga en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria. El depósito es un pequeño retazo de un abanico aluvial, por lo que el volumen de datos que aporta puede resultar limitado. Sin embargo, consideramos que la información obtenida es novedosa en algunos aspectos y complementa la ya publicada, además de resultar de interés para la reconstrucción de la fisonomía de la zona en el Pleistoceno.

Por otro lado, la composición litológica de la formación incluye una elevada cantidad de

clastos de sílex y de otras rocas silíceas sedimentarias similares. Este hecho resulta especialmente relevante desde un punto de vista geoarqueológico, dado que en la bahía de Málaga se localizan numerosos yacimientos arqueológicos prehistóricos, y apenas se dispone de información sobre las áreas fuente de materias primas silíceas en la zona. Interesa especialmente el potencial de esta formación como área de captación de sílex en relación con el material lítico tallado de los yacimientos arqueológicos de La Araña (Málaga).

2. Contexto geológico, estratigráfico y estructural

El territorio de trabajo se localiza al SE de la provincia de Málaga, sobre materiales del Complejo Maláguide de las Zonas Internas Béticas (Fig. 1). Las Cordilleras Béticas constan de tres dominios geológicos: Zonas Externas, Zonas Internas y Complejo de los Flyschs (o del Campo de Gibraltar). Dentro de las Zonas Internas, en la base se sitúa el Complejo Nevado-Filábride sobre el que se emplaza tectónicamente el Complejo Alpujárride y en posición tectónica superior descansa el Complejo Maláguide (Vera y Martín-Algarra, 2004; Jabaloy-Sánchez *et al.*, 2019).

El complejo Maláguide aflora profusamente en la costa malagueña al este de la capital, y en los Montes de Málaga. Presenta un sustrato paleozoico (Grupo Piar) y una Cobertera Alpina del Mesozoico y Cenozoico. El Grupo Piar contiene formaciones que abarcan desde el Cámbrico-Ordovícico al Carbonífero superior. Los depósitos son principalmente turbiditas con pizarras y grauvacas de origen marino profundo (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

En la cobertera mesozoica, el Triásico aparece discordante sobre el Paleozoico e incluye facies detríticas rojas agrupadas en la Formación Saladilla (Martín-Algarra *et al.*, 1995). Los depósitos jurásicos, de carácter transgresivo, presentan dolomías del Jurásico inferior en la base, a las que suceden ca-

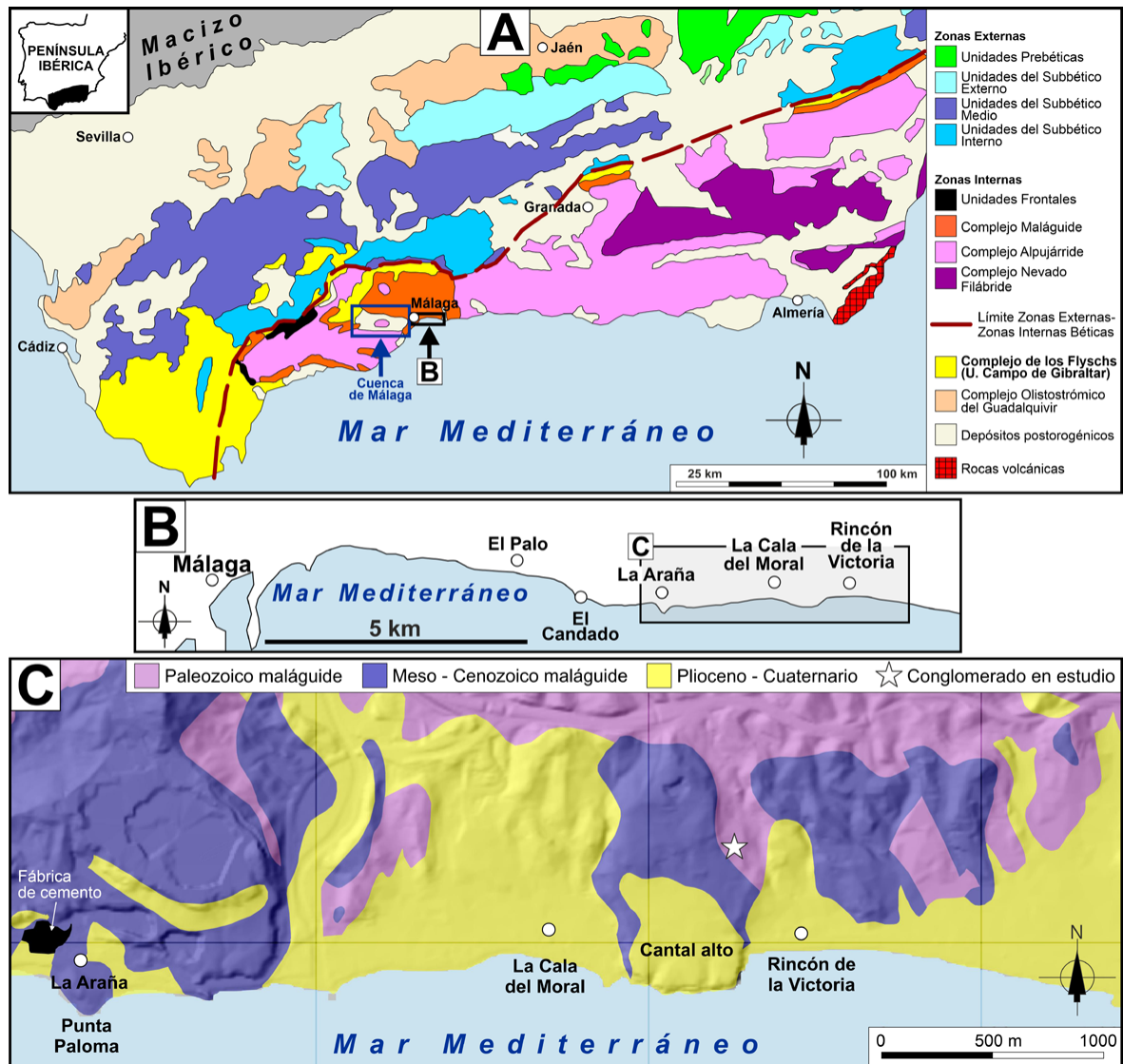


Figura 1. Marco geológico. (A) Principales dominios geológicos de las Cordilleras Béticas. Modificado de Vera y Martín-Algarra (2004) y de Critelli *et al.* (2021). (B) Localización geográfica de la zona de estudio. (C) Geología simplificada de la zona este de la bahía de Málaga. A partir de datos de Estévez González y Chamón Cobos (1978) y de Serrano-Lozano *et al.* (1995).

Figure 1. Geological framework. (A) Main geological domains of the Betic Cordilleras. Modified from Vera and Martín-Algarra (2004) and Critelli *et al.* (2021). (B) Geographic location of the study area. (C) Simplified geology of the eastern sector of the Bay of Málaga, based on data from Estévez González and Chamón Cobos (1978) and Serrano-Lozano *et al.* (1995).

lizas oolíticas que evolucionan a calizas nodulosas al final del Jurásico. El Cretácico es siempre hemipelágico y aflora en escasos y delgados retazos con lagunas estratigráficas (Martín-Martín *et al.*, 2004; Jabaloy-Sánchez *et al.*, 2019).

El Cenozoico maláguide se encuentra discordante sobre el Mesozoico. Del ciclo inferior, en la zona de El Palo-Rincón de la Victoria aflora una sucesión Paleoceno-Eoceno que representa los sedimentos cenozoicos maláguides más antiguos (Azema, 1961; Serrano

Lozano *et al.*, 1995). El ciclo superior, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, contiene los últimos depósitos del Complejo Maláguide (Martín-Martín y Martín-Algarra, 2004).

Los materiales neógenos más antiguos son del Mioceno inferior y de origen marino profundo. Afloran discordantes sobre el Complejo Maláguide, seguidos de conglomerados, arenas y limos marinos del Tortonense. Sobre estos localmente aparecen retazos de lutitas del Messiniense terminal. Finalmente, todo el conjunto queda coronado por formaciones del Plioceno-Cuaternario, predominantemente continentales (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991; Guerra-Merchán y Serrano-Lozano, 2003).

Desde un punto de vista estructural la deformación alpina de las Cordilleras Béticas, entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio, está bien representada en la bahía de Málaga. En la zona este de la bahía, dentro de las escamas tectónicas del Maláguide el Paleozoico cabalga sobre la Unidad Triásica; también las sucesiones Meso-Cenozoicas presentan cabalgamientos y, en ocasiones, los flancos invertidos (Critelli *et al.*, 2021). Pero la evolución paleogeográfica más reciente del relieve bético se inició en el Mioceno superior (Tortonense) con la convergencia N-S entre África y Eurasia, que se tradujo en un significativo engrosamiento cortical (Ruiz-Constán

et al., 2011). Autores como Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) argumentan un gran levantamiento regional de las Cordilleras Béticas en el Tortonense que continúa en el Plioceno y llega a la actualidad.

En este contexto de elevación general reciente, se ha propuesto para la costa mediterránea desde Gibraltar un levantamiento condicionado localmente por fracturas NO-SE y NE-SO (Zazo *et al.*, 1999, 2025; Galve *et al.*, 2020). Al este de la bahía de Málaga, en la zona de El Candado-Rincón de la Victoria, la tectónica activa de levantamiento en el Cuaternario se manifiesta en forma de rasas y antiguos niveles de depósitos marinos hasta el Pleistoceno medio (Lario *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 1999; Ferre *et al.*, 2003).

En detalle, la formación en estudio se dispone discordante sobre un sustrato de pizarras oliváceas y grauvacas de la Formación Almogía (Carbonífero inferior) del Complejo Maláguide, en una prominencia costera conocida como Cantal Alto (Fig. 2).

3. Objetivos y metodología de estudio

La prospección del territorio en la franja costera al este de la bahía de Málaga se hace extremadamente dificultosa a causa de la densa trama urbana. Resultan entonces de

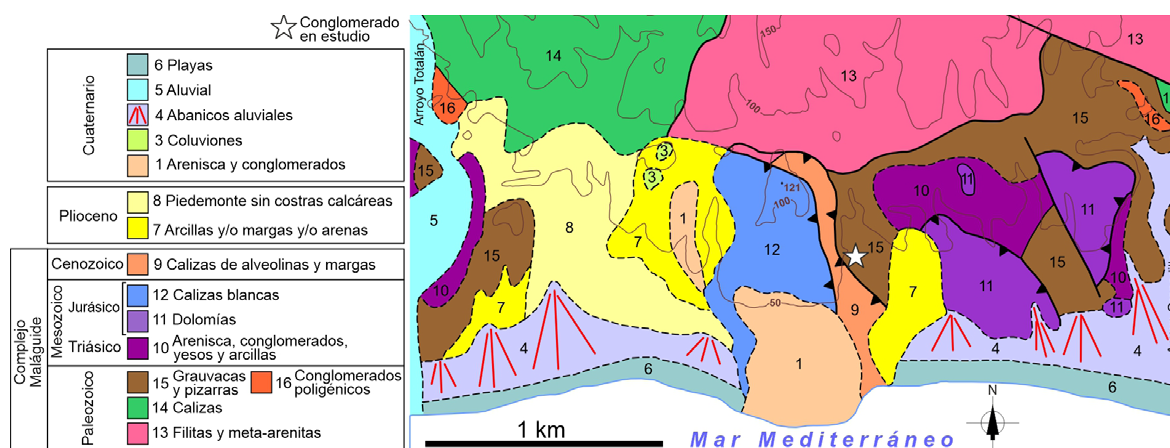


Figura 2. Geología local en el área del Cantal Alto. Modificado de Estévez González y Chamón Cobos (1978).

Figure 2. Local geology in the Cantal Alto area. Modified from Estévez González and Chamón Cobos (1978).

inestimable valor los datos aportados por el mapa geológico del IGME a escala 1: 50.000 (Estévez González y Chamón Cobos, 1978), si bien la resolución del mismo es insuficiente para el caso que nos ocupa. Las áreas de la costa que aún pueden ofrecer información geológica de detalle al este de la capital malagueña son algunos taludes de viales, los escasos solares sin edificar y las zonas verdes urbanas. En una de esas zonas verdes se localiza el depósito conglomerático inédito en estudio.

Para esta formación se pretende determinar el medio de depósito, edad, composición, naturaleza de los clastos y área fuente de los mismos. Con ese objeto se ha empleado una metodología eminentemente descriptiva, centrada sobre todo en los rasgos sedimentológicos, granulométricos y petrográficos. Para facilitar la observación y la exposición de datos se ha elaborado un modelo fotogramétrico de los perfiles sur y este de la formación, sobre los que se ha llevado a cabo una identificación y recuento de litologías. También se han obtenido láminas delgadas de la matriz del conglomerado y de un repertorio amplio de clastos, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Por último, se han documentado gráficamente y mediante bibliografía algunos rasgos geomorfológicos relevantes del entorno que aportan referencias cronológicas.

4. Descripción de los materiales

Se trata de un cuerpo tabular horizontal de conglomerados muy cementados, discordante con base erosiva sobre el sustrato maláguide. Las dimensiones conservadas son de 77 m de perímetro, 280 m² de superficie y un espesor muy regular de 1,5 m. En el perfil sur se conserva una sección vertical casi completa y muy continua en la horizontal, sobre la que se aprecian algunas estructuras sedimentarias. La formación se describe como un conglomerado polimíctico matriz-soportado, con cantos y bloques muy redondeados con tendencia a formas esféricas. La matriz es are-

nosa, de color rojizo. Junto con los clastos terrígenos aparecen restos muy erosionados de ostreidos, radiolas de equinodermo y otros macroinvertebrados marinos.

4.1. Localización del conglomerado en estudio

El depósito se encuentra sobre la margen derecha del Arroyo de los Muertos¹, en el Parque de las Viñas de Rincón de la Victoria (Málaga) (Fig. 3). Las coordenadas UTM son x: 384418 / y: 4064455 en el Sistema de Referencia de Coordenadas EPSG: 25830-ETRS89 / UTM huso 30N, con una altura de 49 m snm para el techo de la formación.

4.2. Aproximación a la granulometría

Granulométricamente, se diferencia una parte basal de unos 40 cm de espesor, con una trama compuesta por grava, cantos y bloques muy redondeados de litologías sobre todo silíceas. La matriz es arenosa y más fina y está constituida por granos de cuarcita y pizarra subangulosos en proporciones similares, con un 5% de lutita de color rojo (Fig. 4A). El cemento es esparítico.

Sobre esta base se distingue un segundo tramo granulométricamente más fino, por encima de los 40 cm y hasta el techo de la formación. La trama está constituida por algunos cantos embutidos en gravas muy redondeadas predominantemente cuarcíticas, con pizarra y sílex. En la matriz, más abundante que en la parte basal de la formación, predomina la fracción arenosa con granos de cuarcita subangulosos y en menor proporción de pizarra, además de un contenido de lutita roja de un 30-40 % (Fig. 4B y 4C). El cemento es de naturaleza esparítica.

1 Planimetría de Benagalbón de 1874-1897, sobre mapas en papel del Instituto Geográfico Nacional.

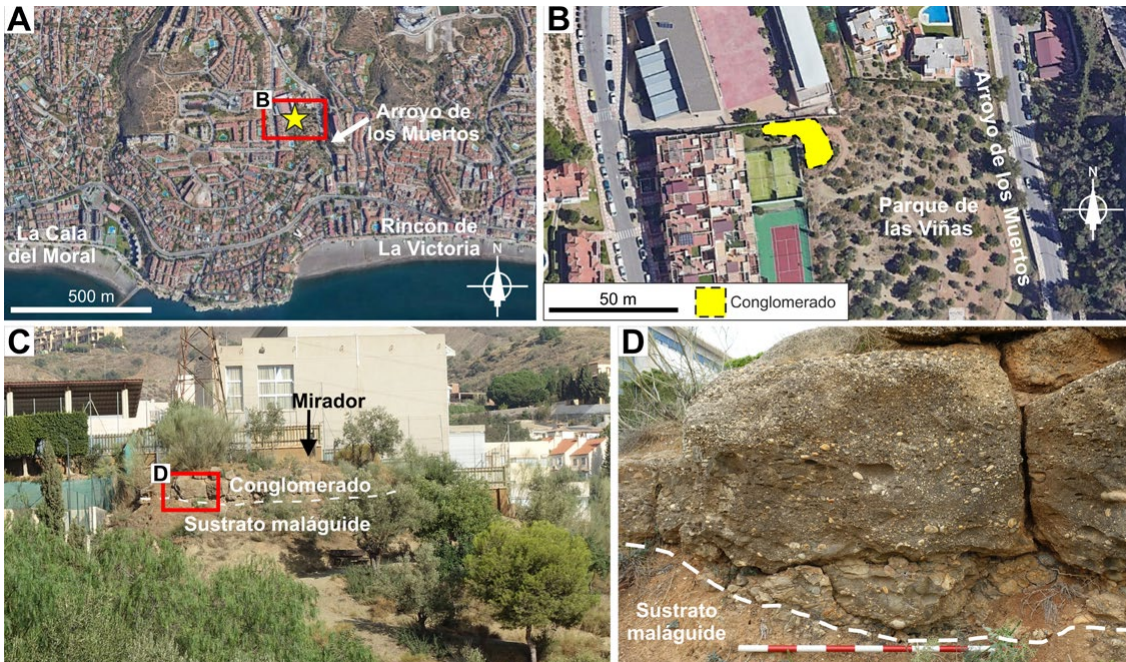


Figura 3. (A) Localización del conglomerado (estrella amarilla) en Rincón de la Victoria. (B) Superficie actual de la formación conglomerática. (C) Formación conglomerática, vista desde el sur. (D) Perfil sur de la formación, sobre sustrato maláguide. A y B sobre imagen de Google Earth.

Figure 3. (A) Location of the conglomerate (yellow star) in Rincón de la Victoria. (B) Current surface of the conglomeratic formation. (C) Conglomeratic formation, view from the south. (D) Southern profile of the formation, over Maláguide substrate. A and B on a Google Earth image.

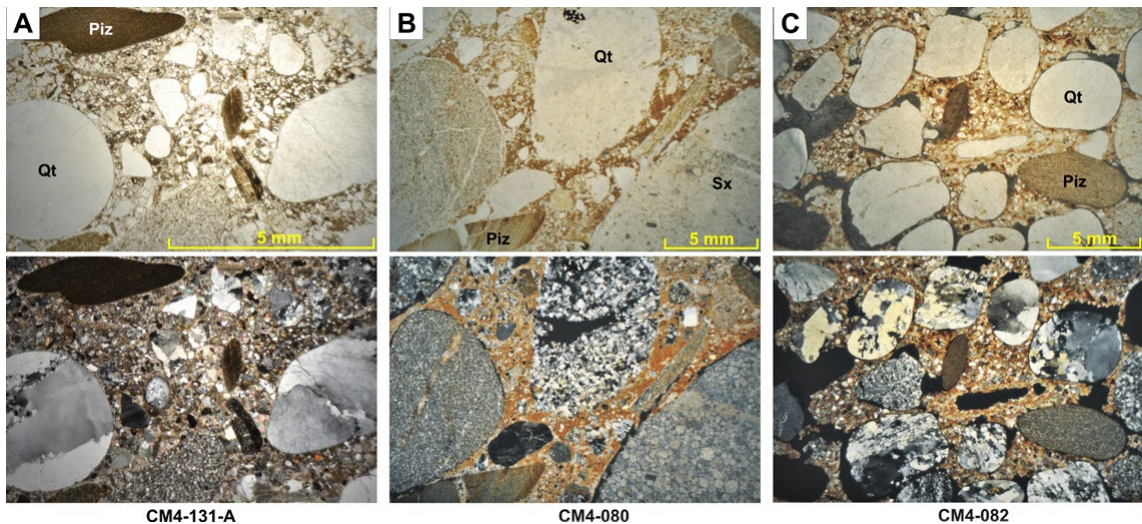


Figura 4. Matriz del conglomerado en lámina delgada, arriba con nícoles paralelos y abajo cruzados. (A) Parte basal de la formación. Gravas y matriz arenosa de cuarcita y pizarra. (B) y (C) Parte superior de la formación, a dos alturas. Gravas y matriz arenosa de cuarcita y pizarra con lutita roja. Leyenda: Piz, pizarra; Qt, cuarcita; Sx, sílex oolítico.

Figure 4. Thin-section view of the conglomerate matrix: above under plane-polarized light, below under cross-polarized light. (A) Basal section of the formation, showing gravels and a sandy matrix composed of quartzite and shale. (B) and (C) Upper section of the formation at two levels, showing gravels and a sandy matrix rich in quartzite and shale containing red matrix mud. Key: Piz, shale; Qt, quartzite; Sx, oolitic flint.

4.3. Granuloclasificación

Mediante comparación visual con plantillas de Jerram (2001) se observa que el conglomerado está pobremente clasificado en la base ($\phi \approx 1,06$), y moderadamente clasificado en la parte superior ($\phi \approx 0,7$). En la textura de la trama de la base, los clastos del intervalo de tamaño 10-30 mm suponen el 82% del total. Los otros intervalos son 30-50 mm (11%) y >50 mm (7%), con algunos cantos de más de 200 mm de eje mayor.

4.4. Composición litológica

Se ha llevado a cabo una identificación *in situ* de litologías de clastos de la parte basal, mediante una malla regular de cuadrados de 10 x 10 cm, sobre un perfil de 1 m² en la zona este. Los 535 clastos mayores de 1 cm de diámetro identificados han sido clasificados en 6 grupos litológicos que se ordenan según el porcentaje: sílex, en sentido amplio, incluyendo un pequeño porcentaje de radiolarita y espiculita (36%); cuarcitas (35%); pizarras (19%); calizas (5%); areniscas (4%); por último, un grupo de “otras litologías” (1%) que incluye clastos de gneis y de conglomerado cuarcítico rojo.

4.5. Madurez textural

Para determinar este parámetro (Nichols, 2009) se ha tenido en cuenta la relativamente alta proporción de matriz lutítica roja y la pobre granuloclasificación de la fracción no lutítica. Los clastos más duros, como sílex y cuarcita, aparecen muy redondeados y con formas más esféricas en contraste con los más blandos, como calizas, areniscas y pizarras, que conservan aristas o formas planas y angulosas. Estas diferencias sugieren que los clastos de cuarcita y sílex son de segunda generación. Se trataría entonces de un conglomerado con baja madurez textural o inmaduro.

4.6. Estructuras sedimentarias

Como se ha indicado, discordante sobre el sustrato maláguide se aprecia una base de

unos 40 cm de espesor de material muy grueso, matriz-soportado y mal clasificado, con restos muy retrabajados de macroinvertebrados marinos. Internamente el conglomerado está desorganizado, lo que se interpreta como un rasgo típico de los flujos de restos o *debris flow* (Fig. 5A).

Sobre esta base, a media altura dentro de la formación se observan unos 60 cm de capas irregulares y discontinuas de espesor decimétrico, constituidas mayoritariamente por material más fino (grava-arena gruesa) con clastos centimétricos embutidos, algunas pasadas arenosas y mayor cantidad de matriz. También se observan pequeños cuerpos lenticulares de gravas. Este material corresponde, probablemente, a depósitos de corrientes tractivas canalizadas (Fig. 5B.2).

A techo de la formación se diferencian tres secuencias granodecrecientes horizontales, aproximadamente paralelas entre sí y de un espesor de entre 10 y 20 cm. Están constituidas por grava-arena gruesa, predominantemente cuarcítica, con matriz arenosa y lutítica roja y pasadas de arena más fina. En algunos puntos, parecen estar en continuidad con los depósitos situados debajo; estas secuencias podrían identificarse como depósitos de canal (Fig. 5C).

En el perfil no se identifican discontinuidades significativas, salvo aquellas atribuibles a variaciones en la energía y dinámica del flujo.

4.7. Procedencia de los clastos

La mayor parte de los clastos apunta claramente a una procedencia local, en el sentido de tener su origen en formaciones del sustrato maláguide. Pero algunos clastos de segundo ciclo pueden tener originariamente una procedencia distinta, como ocurre con ciertos tipos de sílex.

Por ejemplo, algunos clastos muestran características propias del conocido como sílex de tipo “Turón”. Este sílex presenta casi siempre facies de grano muy fino (micrita o biomicrita)



Figura 5. (A) Conglomerado basal desorganizado (*debris flow*), en perfil este. (B.1) Conglomerado basal. (B.2) Conglomerado a media altura, con pasadas arenosas y de gravas, en perfil sur. (C) Secuencias granodecrecientes de gravas-arenas a techo de la formación, en perfil sur.

Figure 5. (A) Disorganized basal conglomerate (*debris flow*), eastern profile. (B.1) Basal conglomerate. (B.2) Mid-level conglomerate with sand and gravel beds, southern profile. (C) Fining-upward sequences of gravel-to-sand at the top of the formation, southern profile.

ta) de color gris-negruzco, con microcristales de dolomita y con un moteado particular que corresponde a icnofósiles *Phycosiphon* (Fig. 6A y 6B). Sus características petrográficas y geoquímicas se encuentran recogidas en varias publicaciones (Lozano *et al.*, 2010; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2010a, 2010b). Se trata de un sílex que en origen aparece en niveles del Jurásico inferior y medio dentro de bloques desgajados de las Unidades Frontales de tipo Pereila, incluidos en la Formación Numidoides del Complejo de los Flyschs (Lozano *et al.*, 2010).

Además del sílex de tipo “Turón”, resultan frecuentes los clastos de sílex con otras microfacies, como packstone de filamentos (Fig. 6C) y grainstone de oolitos con crinoides (Fig. 6D) así como algunas otras que no se describen en este trabajo. También aparecen litologías afines al sílex, como unas radiolaritas amarillo-rojizas microlaminadas muy bien conservadas (Fig. 6E) que hemos diferenciado de las radiolaritas locales (liditas) de la Formación Falcoña del Carbonífero inferior maláguide. Asimismo, se observan clastos de espiculita (Fig. 6F).

También en el caso de las cuarcitas las elevadas redondez y esfericidad denotan una segunda generación. Los clastos de cuarcita, los fragmentos de conglomerado rojo y las areniscas de colores rojos y anaranjados procederían de la removilización de los niveles

de facies continentales rojas de la Formación Saladilla del Triásico maláguide. En Martín-Martín *et al.* (2004) se expone que la base del ciclo sedimentario inferior de esta Formación (Anisiense-Ladiniense), incluye niveles conglomeráticos canalizados de composición cuarcítica, propios de abanicos aluviales. Los mismos autores relacionan las areniscas y limos de color rojo con facies de ambientes fluviales proximales canalizados. Martín-Algarra *et al.* (1995) describen los cantos de la Formación Saladilla como de composición mayoritariamente cuarcítica, de moderadamente a bien redondeados, con diámetro en ocasiones mayor de 10 cm.

En los clastos de caliza se diferencian dos conjuntos de microfacies que pueden reconocerse en la cobertera meso-cenozoica maláguide. Por una parte, aparecen cantos de caliza bioclástica con alveolinas, nummulítidos, miliólidos, orbitolítidos y otros foraminíferos bentónicos asociados (Fig. 7A), similar a las microfacies de calizas del Eoceno del ciclo sedimentario inferior del Cenozoico maláguide, recogidas en Martín-Martín *et al.* (2020, 2025).

Por otra, se observan fragmentos de caliza blanca oolítica con algas dasycladáceas, bivalvos y foraminíferos bentónicos (Fig. 7B). También hay cantos de caliza blanca oolítica con crinoides (Fig. 7C). Se reconocen facies similares en niveles calizos del Jurásico malá-

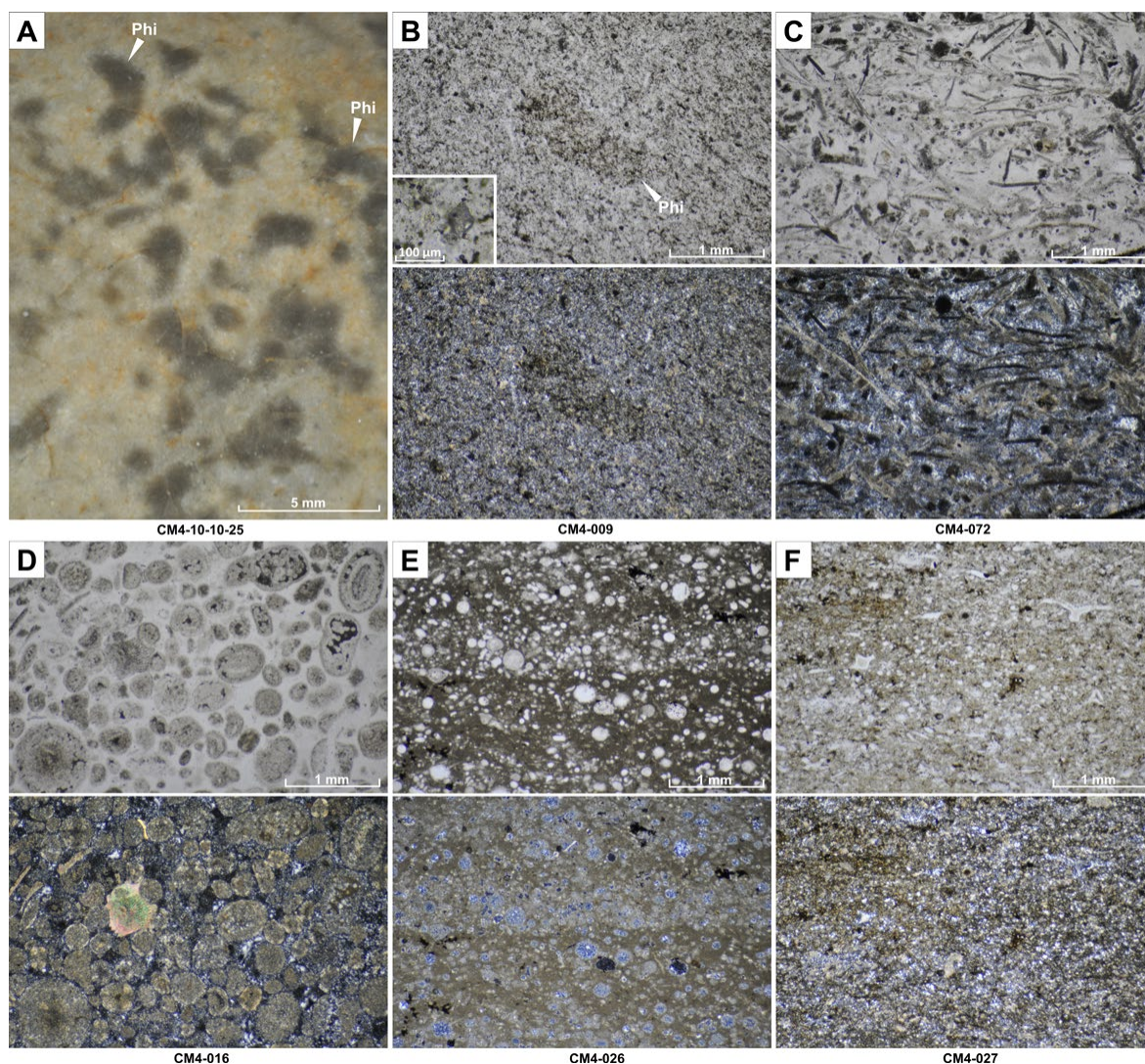


Figura 6. Muestras de rocas silíceas del conglomerado. (A) Ichnofósiles *Phycosiphon*. Fotomicrografía con lupa binocular sobre canto de sílex tipo “Turón”. (B) Sílex de tipo “Turón”. Textura biomicrocítica. Detalle de microcristales de dolomita. (C) Sílex con textura packstone de filamentos. (D) Sílex de textura grainstone oolítica con crinoides. (E) Radiolarita microlaminada. (F) Espiculita. Fotomicrografías B, C, D, E y F en lámina delgada, arriba con nicoles paralelos y abajo cruzados. Leyenda: Phi, *Phycosiphon*.

Figure 6. Siliceous rock samples from the conglomerate. (A) *Phycosiphon* ichnofossils. Photomicrograph using a stereomicroscope on a “Turón”-type flint clast. (B) “Turón”-type flint. Biomicritic texture. Detail of dolomite microcrystals. (C) Flint with filamentous packstone texture. (D) Flint with oolitic grainstone texture containing crinoids. (E) Microlaminated radiolarite. (F) Spiculite. Photomicrographs B, C, D, E, and F in thin section: above under plane-polarized light, below under cross-polarized light. Key: Phi, *Phycosiphon*.

guide. En Martín-Martín *et al.* (2004) se documenta para el inicio del Jurásico el tránsito de dolomías perimareales a facies marinas de plataforma restringida (calizas blancas con foraminíferos bentónicos, algas dasycladáceas, bivalvos, oncolitos, etc.) y de plataforma

abierta (calcarenitas oolíticas y de crinoides, con niveles terrígenos cuarzosos) del Sinemuriense.

Los clastos de pizarra presentan, mayoritariamente, un aspecto laminado con fractura

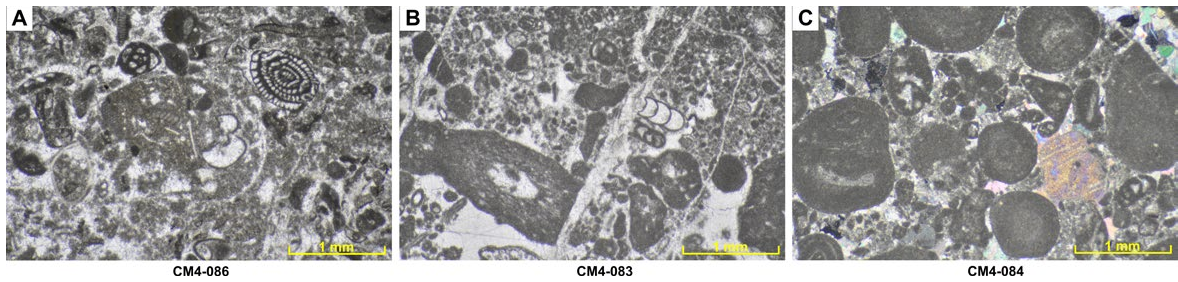


Figura 7. Muestras de cantos calizos del conglomerado. Fotomicrografías en lámina delgada. (A) Microfacies de calcarenita de Alveolinas. (B) Packstone oolítico con algas dasycladáceas y foraminíferos bentónicos. (C) Calcarenita oolítica con bioclastos de equinodermos (nícoles cruzados).

Figure 7. Limestone clast samples from the conglomerate. Photomicrographs in thin section. (A) Microfacies of Alveolina calcarenite. (B) Oolitic packstone with dasycladacean algae and benthic foraminifera. (C) Oolitic calcarenite with echinoderm bioclasts, under cross-polarized light.

astillosa y un color verdoso característico de las pizarras oliváceas de la Formación Almogía, incorporadas desde el sustrato local al conglomerado.

Por último, en la zona de El Candado-La Cala del Moral los fragmentos de gneis, de evidente origen metamórfico, procederían del Complejo Alpujárride que aflora bajo el Maláguide por medio de ventanas tectónicas (Critelli *et al.*, 2021), aunque también se han identificado gneises en el Conglomerado de Marbella, del Carbonífero superior maláguide (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

4.8. Referencias cronológicas

Para datar el depósito se ha establecido una horquilla temporal a partir de las referencias cronológicas que aportan los rasgos geomorfológicos del entorno. El Cantal Alto (también conocido como Torre del Cantal o Torre Cantales) presenta una estructura constituida por dos escalas tectónicas: una, más al oeste, integrada por calizas blancas jurásicas, y otra integrada por una serie invertida de calizas y margas del Eoceno que cabalgan hacia el este sobre las pizarras oliváceas del sustrato paleozoico (Fig. 2). Esta diversidad litológica condiciona la erosión diferencial observada en el entorno del Cantal. Así, sobre las calizas

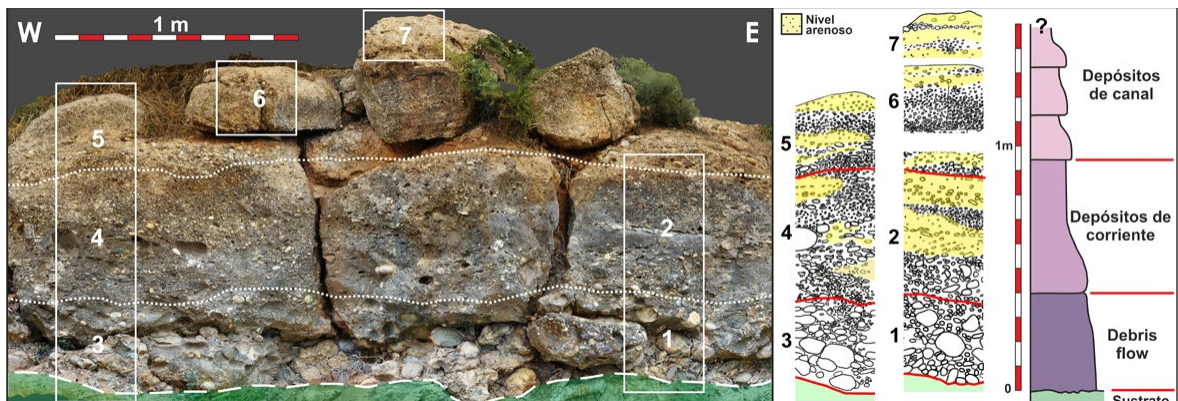


Figura 8. Izquierda, perfil sur de la formación interpretado como facies proximales-medias de abanico aluvial. Sobre imagen de modelo 3D SfM. Derecha, columna sintética simple a partir de secciones parciales.

Figure 8. Left: southern profile of the formation, interpreted as proximal–mid fan facies, over a 3D SfM model image. Right: simplified synthetic column from partial sections.

—más resistentes— se conservan rasas y depósitos marinos (Ferre *et al.*, 2003), mientras que la red de drenaje ha incidido profundamente sobre las margas del Eoceno y las pizarras del Carbonífero.

La estimación de la referencia cronológica más antigua se ha hecho a partir de los datos registrados en el Cantal Alto, donde se reconocen depósitos litorales y tres grandes plataformas de abrasión (Ferre *et al.*, 2003) (Fig. 9):

- En los acantilados del Cantal aparecen unos sedimentos marinos a +10/12 m datados por U/Th en 360 ka y 240 ka BP, es decir, Pleistoceno medio (Lario Gómez, 1996).
- La plataforma inferior, a +30/60 m (equivalente a la plataforma de El Candado-Araña, al oeste), es asignada al Pleistoceno inferior por presentar depósitos a mayor cota que los anteriores a +10/12 m (Lario *et al.*, 1997). En Ferre *et al.* (2003) se matiza su antigüedad en 1,3 Ma.
- La plataforma intermedia, a +60/(90-100) m, es atribuida al Pleistoceno inferior, pero anterior a los 1,3 Ma asignados a la plataforma inferior (Ferre *et al.*, 2003).
- La plataforma superior +120/135 m (equivalente a la plataforma de la Cantera Principal, al oeste), es atribuida al Plioceno (Ferre *et al.*, 2003) aunque sin mayor precisión estratigráfica.

A su vez, como consecuencia de la incisión fluvial únicamente se conserva un pequeño testigo del abanico aluvial —y de la paleosuperficie que lo sustenta— colgado a 49 m snm, coronando la cresta entre el Arroyo de los Muertos y un arroyo menor localizado al oeste (Fig. 9).

Para establecer la referencia cronológica más reciente se ha partido de los datos proporcionados por Ferre *et al.* (2003), quienes identifican dos episodios de incisión fluvial en la cercana zona de La Araña—La Cala del Moral,

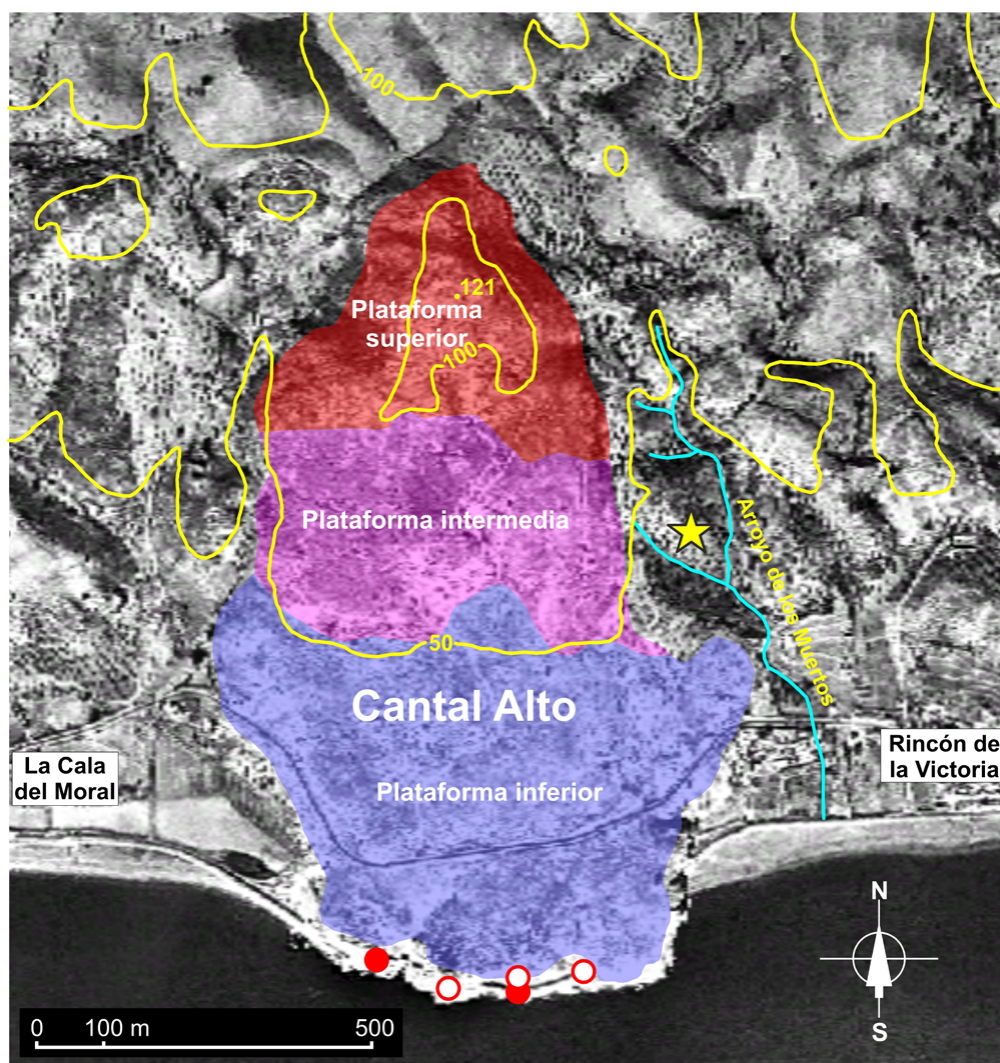
asociados a descensos del nivel de base. El primer episodio de incisión podría vincularse a un descenso del nivel del mar entre 0,92 y 0,90 Ma, con un mínimo eustático hacia 0,8 Ma (González-Donoso *et al.*, 2000; Hernández Molina *et al.*, 2002). El segundo episodio de incisión se relaciona con un descenso del nivel del mar de hasta –120 m entre 20 y 18 ka BP (Hernández-Molina *et al.*, 2002). Dado que no se dispone de argumentos netos para diferenciar entre uno y otro en la zona, asumimos que el encajamiento de la red de drenaje se correspondería con el segundo y más reciente mínimo eustático.

5. Resultados y discusión

La presencia de depósitos de tipo *debris flow* en la base del conglomerado, la escasa selección granulométrica, la abundancia de matriz y el ordenamiento granodecreciente hacia el techo sugieren una secuencia simple de facies proximales y medias propias del cuerpo de un abanico aluvial (Fig. 8). Sin embargo, dadas las reducidas dimensiones del afloramiento, esta interpretación debe considerarse como provisional ya que la escala de observación limita la caracterización definitiva del sistema distributivo.

El desarrollo de este tipo de depósitos tiene un marcado carácter proximal, típicamente a partir de materiales detríticos que proceden de los (paleo)relieves adyacentes (Colombo, 2010), como así parecen corroborar los clastos de caliza o de pizarra olivácea, de origen maláguide. Los relieves dismantelados habrían incluido alguna formación conglomerática previa, habida cuenta de la extrema redondez de los clastos más duros. En el caso de las cuarcitas la procedencia se encontraría en la Formación Saladilla del Complejo Maláguide. También se encontrarían depósitos marinos en los relieves preexistentes, que habrían aportado los restos rotos de macroinvertebrados.

Los abundantes fragmentos muy retrabajados de sílex, a veces decimétricos, deben provenir



Plataformas	
	+120/135 m Plioceno?
	+60/90 - 100 m Pleistoceno inferior
	+30/60 m Pleistoceno inferior (1,3 Ma)
Depósitos marinos	
	+10/12 m Pleistoceno medio
	(360 - 240 ka BP)
	Relleno de cavidad
	Playa fósil

Figura 9. Depósitos marinos a +10/12 m y plataformas en la zona del Cantal Alto. Modificado de Andreo-Navarro et al. (2013) con datos de Ferre et al. (2003) sobre ortofoto de Andalucía de 1956.

Figure 9. Marine deposits at +10/12 m and platforms in the Cantal Alto area. Modified from Andreo-Navarro et al. (2013) with data from Ferre et al. (2003), based on a 1956 Andalusia orthophoto.

también del desmantelamiento de algún depósito conglomerático previo cercano, dado el ya referido carácter proximal de los abanicos aluviales. Pero desde un punto de vista petrogenético la presencia de clastos de sílex, especialmente en el caso del sílex de tipo “Turón”, apunta a un origen extra-maláguide en otros Dominios de las Cordilleras Béticas.

En lo que se refiere a la edad, la base del abanico aluvial se encuentra a 47-48 m snm, unos 13 m por debajo del límite superior de la plataforma inferior a +30/60 m, a la que se le había asignado una edad Pleistoceno inferior (Fig. 9). Asumiendo que toda la zona del Cantal ha experimentado un levantamiento uniforme, la posible referencia cronológica más antigua para el conglomerado sería entonces la edad de la plataforma inferior, es decir, Pleistoceno inferior (1,3 Ma).

Por otro lado, la formación en estudio se encuentra colgada sobre la paleosuperficie a 47-48 m snm, en la cresta entre dos arroyos que la seccionan (Fig. 9) y que podrían tener su origen en alguno de los dos episodios de encajamiento fluvial documentados en la zona por descenso del nivel de base. A falta de evidencias que permitan diferenciar entre ambos eventos, se asume que la última incisión fluvial fue la responsable de disectar el conglomerado. Por consiguiente, el depósito de estos materiales habría sido anterior al descenso del nivel de base ocurrido entre 20-18 ka BP.

El conglomerado se interpreta como un único retazo de una delgada secuencia de abanico aluvial del que no conocemos más afloramientos. Además, la documentación sobre este tipo de formaciones en la zona del Cantal Alto es muy pobre, por lo que extraer conclusiones a partir de tan poca información resulta problemático. En resumen, teniendo en cuenta los escasos datos disponibles la edad del abanico aluvial se podría situar en el Pleistoceno, dentro de un intervalo cronológico amplio entre 1,3 Ma y el descenso del nivel de base entre 20 y 18 ka BP, sin poder ofrecer mayor precisión por el momento.

Finalmente, la presencia de abundantes clastos de sílex en el abanico aluvial estudiado resulta de gran interés desde una perspectiva geoarqueológica. Esta formación sedimentaria podría haber estado ligada a la Prehistoria en la zona este de la Bahía de Málaga como una potencial fuente de recursos líticos. En Ramos Fernández *et al.* (2021) se plantea que en los vecinos yacimientos arqueológicos de La Araña —a 2 km al oeste del Parque de las Viñas— el aprovisionamiento de sílex tuvo un origen local, procedente de arroyos y playas cercanos, pero sin mayor precisión. No obstante, aun con carácter preliminar, la línea de investigación que se está siguiendo constata que la industria lítica tallada en niveles del Paleolítico medio y superior de La Araña se elaboró con cantos de sílex muy similares macroscópicamente a los presentes en el conglomerado. El objetivo en un futuro inmediato de la línea de investigación abierta, consiste en establecer el vínculo petrográfico entre el sílex tallado de los yacimientos de La Araña y la formación conglomerática aquí estudiada.

6. Conclusiones

Los materiales en estudio se localizan en la costa al este de la bahía de Málaga, en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria, discordantes sobre el sustrato paleozoico maláguide. Se describen como un pequeño retazo aislado, de apenas 1,5 m de potencia, de un conglomerado polimíctico matriz-soportado muy cementado, mal clasificado, con lutita roja en la matriz arenosa. En la trama predominan los cantos de sílex y cuarcita muy redondeados, junto con clastos de caliza, pizarra olivácea y arenisca, más restos erosionados de macroinvertebrados marinos.

Las estructuras sedimentarias, diferenciadas a tres alturas dentro de la formación, pueden corresponder a una secuencia de facies proximales y medias del cuerpo de un pequeño abanico aluvial. La baja madurez del conglomerado contrasta con la extrema redondez de los clastos silíceos (sílex, cuarcita) que serían entonces de segunda generación, proce-

dentes de formaciones conglomeráticas previas cercanas dado el carácter proximal de los abanicos aluviales.

Los clastos de cuarcita, pizarra, caliza y arenisca roja procederían de formaciones del sustrato maláguide. Pero algunos de los abundantes clastos de sílex, como los de tipo “Turón”, tendrían un origen petrogenético extramaláguide en niveles jurásicos de las Unidades Frontales Béticas, incluidos en forma de grandes bloques en el Complejo del Campo de Gibraltar. También se observan clastos de sílex con otras microfacies, así como radiolaritas y espiculitas. Estas litologías silíceas resultan muy interesantes desde un punto de vista geoarqueológico, dada la gran densidad de yacimientos arqueológicos prehistóricos en la bahía de Málaga. Hay una línea de investigación abierta sobre el posible vínculo entre esta formación geológica y la industria lítica tallada en niveles del Paleolítico de los cercanos yacimientos arqueológicos de La Araña.

Para establecer su edad se han tomado referencias cronológicas aportadas por los rasgos geomorfológicos recientes de la bahía de Málaga. Por un lado, la base de la formación se encuentra a 47-48 m snm en la zona del Cantal Alto, donde se ha descrito una rasa marina del Pleistoceno inferior (1,3 Ma) entre +30/60 m. A su vez, en la zona se documentan dos episodios de incisión fluvial, el más reciente en relación con el descenso del nivel de base entre 20 y 18 ka BP. En tanto no se disponga de más datos, estas dos referencias serían los límites cronológicos más antiguo y más moderno respectivamente para el abanico aluvial en estudio, es decir, Pleistoceno sin más precisión por el momento.

Agradecimientos

Al profesor José María Senciales González y a un segundo revisor, anónimo, por las oportunas precisiones y modificaciones al texto e ilustraciones originales, que han resultado notablemente enriquecidos.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Fernández, E., Aura Tortosa J.E., Jordá Pardo J.F., Palomero-Jiménez, I., Aparicio, M.T., Cabello-Ligero, L., Cantalejo, P., Vadillo Coneasa, M., Marco, Y.C., Espejo, M.M., Fernández-Gómez, M.J., García-Ibaibarriaga, N., Maestro, A., Marlasca, R., Martín-Vallejo, F.J., Murelaga, X., Pérez-Ripoll, M. (2022). Maritime-oriented foragers during the Late Pleistocene on the eastern costa del sol (Southeast Iberia): Cueva Victoria (Málaga, Spain). *Heliyon*, 8, e09548, 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e09548>
- Andreo-Navarro, B., Argamasilla-Ruiz, M., Barberá-Fornell, J.A., Carrasco-Santos, F., Jiménez-Gavilán, P., Linares-Girela, L., Liñán-Baena, C., Marín-Guerrero, A.I., Sánchez-García, D., Urresti-Estala, B., Vadillo-Pérez, I. (2013). Geología 13. Los cantales, un mar que deja huellas. Guía de campo. https://sge.usal.es/archivos_pdf/gdia13_malaga_trip.pdf
- Azema, J. (1961). Étude géologique des abords de Malaga (Espagne). *Estudios geológicos*, XVII, 131-160
- Critelli, S., Martín-Martín, M., Capobianco, W., Perri, F. (2021). Sedimentary history and palaeogeography of the Cenozoic clastic wedges of the Malaguide Complex, Internal Betic Cordillera, southern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104775. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104775>
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales. En: Alfredo Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 85-224.
- Estévez González, C., Chamón Cobos, C. (1978). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Málaga-Torremolinos (1053/67). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Ferre, E., Cortés, M., Ramos, J., Senciales, J.M., Aguilera, R., Bartolomé, B., Navarrete, I., Bañares, M., Vera, J.L., Lozano, M.C. (2002). Depósitos marinos y continentales en el sector oriental de la Bahía de Málaga. El complejo kárstico de El Candado-La Araña (Málaga, España). En: F. Carrasco, J.J. Durán y B. Andreo (Eds.), *Karst and environment. Fundación Cueva de Nerja, Málaga*, 429-437.
- Ferre, E., Cortés, M., Ramos, J., Senciales, J.M., Lozano-Francisco, M.C., Vera-Peláez, J.L., Aguilera, R., Navarrete, I. (2003). El cuaternario reciente en el sector oriental de la bahía de

- Málaga. Rasas y depósitos marinos, continentales y arqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (1-2), 73-93.
- Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Insua Pereira, D.M., Cunha, P.P., Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., Gracia Prieto, F.J., Remondo, J., Bardají, T., Silva, P.G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Cabero, A. (2020). Active landscapes of Iberia. In C. Quesada, J.T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer, 77–124. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_5
- González-Donoso, J.M., Serrano, F., Linares, D. (2000). Sea surface temperature during the Quaternary at ODP Sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162, 17-44. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00103-6)
- Guerra-Merchán, A., Ramallo, D., Serrano, F. (2000). Precisiones estratigráficas y paleogeográficas del Cuaternario de la región de Nerja (Provincia de Málaga, España). *Geotemas*, 1(4), 255-258.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Ramallo, D. (2004). Geomorphic and sedimentary Plio-Pleistocene evolution of the Nerja area (northern Alboran basin, Spain). *Geomorphology*, 60, 89-105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.010>
- Guerra-Merchán, A., Serrano-Lozano, F. (2003). Caracterización de un complejo abanico aluvial lagoon a la base del relleno plioceno en la cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *Geotemas*, 5, 117-121.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, T., Fernández Puga, M.C., Llave, E., Díaz del Río, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeocenographic changes. *Quaternary International*, 92, 5-23. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00111-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00111-2)
- Insua Arévalo, J.M., Martínez Díaz, J.J., García Mayordomo, J., Martín González, F. (2012). Active tectonics in the Malaga Basin: evidences from morphotectonic markers (Western Betic Cordillera, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 175-190. https://doi.org/10.5209/rev_jige.2012.v38.n1.39212
- Jabaloy-Sánchez, A., Martín-Algarra, A., Padrón-Navarta, J.A., Martín-Martín, M., Gómez-Pugnaire, M.T., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Garrido, C.J. (2019). Lithological successions of the internal zones and flysch trough units of the betic chain. In: C. Quesada, J.T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: a Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*, Springer Nature, Switzerland, 377-432. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_8
- Jerram, D.A. (2001). Visual comparators for degree of grain size sorting in two and three dimensions. *Computers and Geoscience*, 27, 485-492. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00077-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00077-7)
- Lario Gómez, J. (1996). *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 269 pp. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17295.10407>
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Hillaire Marcel, C. (1997). Episodios marinos del último interglacial (estadio isotópico 5) del litoral de Málaga (SE peninsular). En: E. Ferre Bueno, R. Domínguez Rodríguez, J.M. Senciales González, M.J. Perles Roselló (Eds.), *XIII Jornadas de Campo de Geografía Física. Departamento de Geografía de la Universidad de Málaga*, 245-273.
- Lozano, J.A., Morgado, A., Puga, E., Martín-Algarra, A. (2010). Explotaciones de sílex de tipo "Turón" (Málaga, España): localización y caracterización petrológica y geoquímica. *Geogaceta*, 48, 163-166.
- Martín-Algarra, A., Porta, N., Maate, A. (1995). El Triásico del Maláguide-Gomáride (Formación Saladilla, Cordillera Bética Occidental y Rif Septentrional). Nuevos datos sobre su edad y significado paleogeográfico. *Journal of Iberian Geology*, 19, 249-278.
- Martín-Algarra, A., Rodríguez-Cañero, R., O'Dogherty, L., Sánchez Navas, A., Ruiz Cruz, M.D. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Paleozoico y ¿más antiguo? En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 401-404.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Cenoicoico. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 405-406.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., López Garrido, A.C., Andreo, B., Estévez, A., Sanz de Galdeano, C. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Mesozoico. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 404-405.
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Tosquella, J., Tramontana M. (2020). Paleocene-Lower Eocene

- carbonate platforms of westernmost Tethys. *Sedimentary Geology*, 404, 105674. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105674>
- Martín-Martín, M., Tosquella, J., Guerrero, F., Maté, A., Martín-Algarra, A. (2025). The Eocene carbonate platforms of the westernmost Tethys: a review. *International Geology Review*, 67(5), 573-608. <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2397804>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley - Blackwell. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication, West Sussex, 419 pp.
- Ramos Fernández, J., García Sanz, O., Álvarez Sánchez, S., Benítez Doblado, C. (2021). Los Neandertales en La Araña (Málaga). Sus señas de identidad en la bahía de Málaga. En: M.A. Bernal Gómez, A. Santiago Pérez (Eds.), *Paleolítico. De los primeros pobladores al ocaso neandertal en la península ibérica*. Almuzara, Córdoba, 190-230.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Morgado, A., Lozano, J.A. (2010a). Ichnological analysis: a non-destructive tool in archaeology. *Lethaia*, 43(4), 587-590. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2010.00225.x>
- Rodríguez-Tovar, F.J., Morgado, A., Lozano, J.A. (2010b). Using Ichnofossils to Characterize Chert Tools: A Preliminary Study from Southern Iberia. *Geoarchaeology: An International Journal*, 25 (4), 514-526. <https://doi.org/10.1002/gea.20317>
- Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Lozano Francisco, M.C., Ruiz, F., Vera Peláez, J.L., Cortés Sánchez, M., de la Rubia de Gracia, J.J., Simón Vallejo, M.D. (2007). Rasgos morfosedimentarios del piedemonte suroriental de la sierra de Mijas (Torremolinos, Málaga). En: M. Cortés (ed.), *Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente de la Bahía de Málaga*. Universidad de Málaga, 25-36.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Célérier, B., Marín-Lechado, C. (2011). Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12), Q12002. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003824>
- Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A.C. (1991). Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinámica Acta*, 5(3), 173-186. <https://doi.org/10.1080/09853111.1992.11105226>
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.04.002>
- Serrano-Lozano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado Salazar, F., Lopez-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A. (1995). The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Malaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie in Mijnbouw*, 74, 105-116.
- Vera, J.A., Martín-Algarra, A. (2004). Cordilleras Béticas y Baleares. Divisiones mayores y nomenclatura. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 348-350.
- Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, V., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T., González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: Data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area S Spain. *Tectonophysics*, 301, 95-109. [http://doi:10.1016/S0040-1951\(98\)00217-0](http://doi:10.1016/S0040-1951(98)00217-0)
- Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., Dabrio, C.J., Lario, J., Sanchez-Moral, S. (2025). El registro costero de los cambios del nivel del mar en el litoral mediterráneo español durante los periodos interglaciares de los últimos 450 ka. *Estudios Geológicos*, 81(2), 1-21. <https://doi.org/10.3989/egeol.45715.1133>

Recibido el 12 de noviembre de 2025

Aceptado el 20 de marzo de 2026