

EL COLLADO DEL MAIGMÓ-MAS DEL TEULARET (PENÀGUILA, ALICANTE): UN CANAL SUBMARINO DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Francisco Javier MOLINA HERNÁNDEZ¹

Juan Carlos CARDENAL DOMENECH²

¹Doctor en Geoarqueología, colaborador honorífico de la Universidad de Alicante, Departamento de Prehistoria, Historia Antigua, Arqueología, Filología Griega y Filología Latina; email: jammonite@gmail.com

²Licenciado en Bellas Artes, Universidad de Valencia. Carlojua45@gmail.com

RESUMEN: en el presente trabajo se realiza el análisis descriptivo de la secuencia geológica del Cretácico superior del Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila).

La documentación de hiatus sedimentarios (*hardgrounds*) y la macrofauna fósil, ha sido la base para actualizar la secuencia sedimentaria, permitiendo separar las formaciones Jaén, Aspe y Raspay. Estas manifiestan variabilidad de facies sedimentarias, relacionado con un fondo marino compuesto por bloques a diferentes profundidades. La interpretación final revela la existencia de un canal submarino.

RESUM: en aquest treball es realitza l'anàlisi descriptiva de la seqüència geològica del Cretaci superior del Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila).

La documentació de hiats sedimentaris (*hardgrounds*) i la macrofauna fòssil, ha estat la base per actualitzar la seqüència, permetent separar les formacions Jaén, Aspe i Raspay. Aquestes manifesten variabilitat de fàcies sedimentàries, relacionat amb un fons marí compost per blocs a diferents profunditats. La interpretació final revela l'existència d'un canal submarí.

ABSTRACT: in the present work, the descriptive analysis of the Upper Cretaceous geological sequence of Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila) is carried out.

The documentation of sedimentary hiatuses (*hardgrounds*) and the fossil macrofauna have been the basis for updating the sedimentary, allowing the separation of the Jaén, Aspe and Raspay formations. These manifest variability of sedimentary facies, related to a seabed composed of blocks at different depths. The final interpretation reveals the existence of an underwater channel.

Palabras clave: Cretácico superior. Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila). Canal submarino.

Paraules clau: cretaci superior. Coll del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila). Canal submarí.

Keywords: Upper Cretaceous. Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila). Underwater channel.

1. INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

El Collado del Maigmó se localiza en el extremo SW del municipio de Penàguila, próximo al curso alto del Barranc de Rafal, tributario del río de la Torre de les Maçanes, en el N de la provincia de Alicante. El área de estudio comprende toda la cabecera del mencionado barranco, tanto la margen izquierda donde se localiza el Collado del Maigmó, como la derecha, donde se ubica el Mas del Teularet¹ (fig. 1).

La zona pertenece al denominado Sector Prebético Interno (o Prebético de Alicante) de la Cordillera Bética, que correspondió a un área proximal de los ambientes marinos relativamente profundos de la margen continental meridional de Iberia durante el Mesozoico.

El Collado del Maigmó fue una de las primeras localidades en la provincia donde se identificó, en el primer cuarto del siglo XX, el Cretácico superior, a partir de la presencia del equinodermo *Stegaster altus* (Visedo, 1922). Sobre los sedimentos de este periodo y en discordancia se describieron las margas verdes y calizas del Eoceno (Montoya y Sánchez, 2000: 250; Molina y Molina, 2021: 32). Estas investigaciones fueron retomadas décadas después por Bartolomé Darder Pericas, quien a través de C. Visedo visitó la zona del Collado del Maigmó e incorporó el Cretácico en el mapa geológico de la provincia de Alicante (Darder, 1945).

Si bien existen estudios desde inicios del siglo XX, las últimas investigaciones se han centrado en zonas periféricas como, por ejemplo, en la Torre de les Maçanes, Busot, la serra de Aitana o Alcoi, permitiendo una subdivisión estratigráfica de mayor detalle en determinadas formaciones geológicas del Cretácico superior de ámbito regional o suprarregional (e.g. Company, 1982; Leret *et al.*, 1982; Martínez del Olmo *et al.*, 1982; Rodríguez Estrella,

1982; Vilas *et al.*, 1998; Martín-Chivelet, 1994; Vera, 2001, 2004; Chacón, 2002; Chacón y Martín-Chivelet, 2001 a y b, 2003, 2005; Martín-Chivelet y Chacón, 2007). Esta subdivisión ha sido posible a partir de la identificación de discontinuidades sedimentarias y *hard-grounds*² que permiten establecer cambios importantes en la configuración de la cuenca marina y, por tanto, ordenar la secuencia sedimentaria bajo criterios uniformes.

En síntesis, la evolución regional del Cretácico superior se caracterizó por la elevada inestabilidad del fondo marino durante este periodo, debido a la reactivación de fallas lístricas que ocasionaron el levantamiento y hundimiento de determinados bloques, dando lugar a una sedimentación heterogénea tanto en los espesores como en la composición litológica. En efecto, la zona del Norte de Alicante manifiesta gran variabilidad de facies sedimentarias, sucediéndose áreas submarinas elevadas en las que las secuencias sedimentarias, generalmente calizas, están incompletas o condensadas, junto a otras zonas hundidas en las que se depositaron espesores considerables de margas y margocalizas.

En el presente trabajo se realiza una primera descripción geológica de la secuencia del Cretácico superior de la zona del Collado del Maigmó-Mas del Teularet, donde puede estudiarse las características y el tránsito entre un bloque hundido y otros situados a mayor altitud. Estos bloques forman parte de una estructura geológica cretácica mucho más amplia que se extiende hacia el Port de Benifallim y la Torre de les Maçanes, enlazando con el corte clásico del Barranc del Pinar (Chacón, 2007).

1 El estudio de campo fue realizado con los correspondientes permisos de la Conselleria de Cultura i Esport de la Generalitat Valenciana, nº de exps. 2007/0379 A y 2010/0221-A (SS.TT: A-2004-209).

2 Son suelos endurecidos que se desarrollan en periodos de no sedimentación, produciéndose la precipitación de determinados minerales férricos o fosfáticos, y otros procesos como puede ser el desarrollo de estromatolitos.

2. SECUENCIA GEOLÓGICA DEL COLLADO DEL MAIGMÓ-MAS DEL TEULARET

Con el objetivo de poder comparar las características y espesores de las facies sedimentarias de cada bloque se ha efectuado un corte geológico subdividiéndolo en tres secciones con diferentes orientaciones. Abarca algo más de 1 km, desde los sedimentos más antiguos que afloran en el Barranc del Rafal y

que corresponden al Cretácico inferior Aptiense-Albiense, hasta el terciario en el Collado del Maigmó y Teularet (fig. 1).

2.1. El Aptiense-Albiense

Litología: Constituido por margocalizas y margas de color ocre-verdoso de aspecto nodular, con intercalaciones de calizas en bancos decimétricos especialmente en el techo de la serie. Corresponde a la facies E (facies de margas) definida por J. M. Castro (1994:

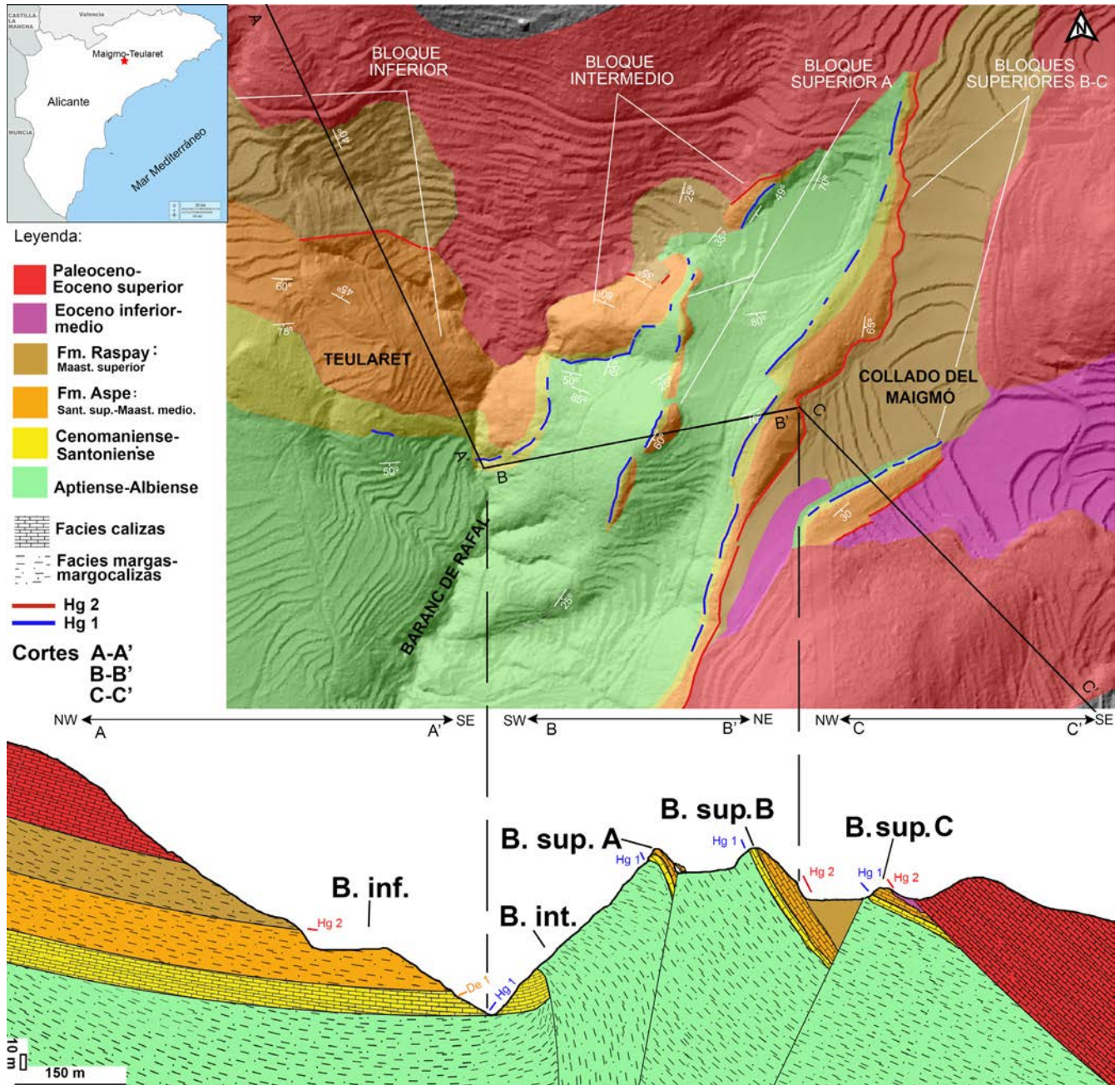


Figura 1: Mapa geológico Collado del Maigmó-Mas del Teularet (Penàguila). Se señala en el corte la posición de las fallas documentadas y su desarrollo hipotético. El bloque intermedio no es cortado en esta sección, aunque se indica su posición con respecto al resto.

19), desarrollada en un medio sedimentario próximo al talud marino. El espesor total de la serie no se puede estimar pues no aflora la base de la misma, pudiéndose medir espesores en torno al Mas del Baló que superan los 140 m. En el Collado del Maigmó y tramo superior de Barranc de Rafal aflora el Albiense superior, caracterizándose por una sucesión de margocalizas y calizas en bancos decimétricos que a techo se hacen más finos y con abundancia de nódulos de limonita, dando paso a margocalizas arenosas de color grisáceo o beige (posiblemente el Vraconiense). Sobre estas se desarrollan las capas de calizas compactas cenomanienses que generan un salto topográfico. Esta transición se interpreta a escala regional como el final del Cretácico inferior.

Orientación: En torno a 30° NE, con buzamientos hacia el SE variables (entre 70° a 25°). En el Barranc de Rafal el techo está afectado por *slumps* y fallas. En cambio en el Collado del Maigmó la estratificación no está deformada.

Hiatos y tectónica: No se han observado hiatos sedimentarios bien definidos. A techo de la serie hay abundantes nódulos de pirita, algunos de ellos de origen biogénico, así como laminaciones de óxidos. Estos, junto a los bancos calizos, pueden estar relacionados con las primeras evidencias de la regresión que marcó el final del periodo. El contacto Albiense-Cenomaniense se produce mediante cabalgamiento en el Barranc de Rafal, en concordancia en el Collado de Maigmó o en discordancia con el Maastrichtiense en los bloques superiores A y C.

Fósiles: Los fósiles son abundantes en algunas capas y se suelen conservar en buen estado. Se documentan equinodermos irregulares del género *Toxaster* sp. y, en menor medida, *Holaster* sp. (fig. 2). La asociación de ammonites en el Mas del Baló (La Torre de les Maçanes) y el Collado del Maigmó, entre los que abundan los géneros *Mortoniceras* y *Eutrephoceras* (fig. 2), representa el Albiense

superior³. Hacia el tránsito Aptiense-Albiense se hay un nivel de margas verdosas u ocres con grandes braquiópodos en buen estado de conservación, en el que están representados principalmente *Rynchonella* sp. y *Ciclotiris* sp.



Figura 2: Fósiles del Aptiense-Albiense del Mas del Baló-Collado del Maigmó: 1.- *Anisoceras* sp.; 2.- *Beudanticeras beudanti*; 3.- *Mortoniceras* cf. *inflatum* sp.; 4.- *Eutrephoceras* sp. 5- *Puzosia* sp.; 6 y 7.- *Mortoniceras* sp.; 8.- *Stolizkaia?* sp.; 9.- *Toxaster* sp.; 10.- *Holaster* sp.; 11.- *Rynchonella* sp.; 12.- *Ciclotiris* sp.; 13.- *Chlamys* sp. 14.- Bivalvo indeterminado. Escala 1 cm.

2.2. Cretácico Superior

La secuencia del Cretácico superior se ha dividido en cinco zonas denominadas bloque inferior, bloque intermedio y bloques superiores A, B y C. Estas divisiones se han realizado a partir de la geografía, las litologías, la tectónica y los hiatos sedimentarios documentados (fig. 3).

³ Agradecemos a Miguel Company, del departamento de Estratigrafía y Paleontología de la UGR, la revisión de la clasificación de los ammonites.

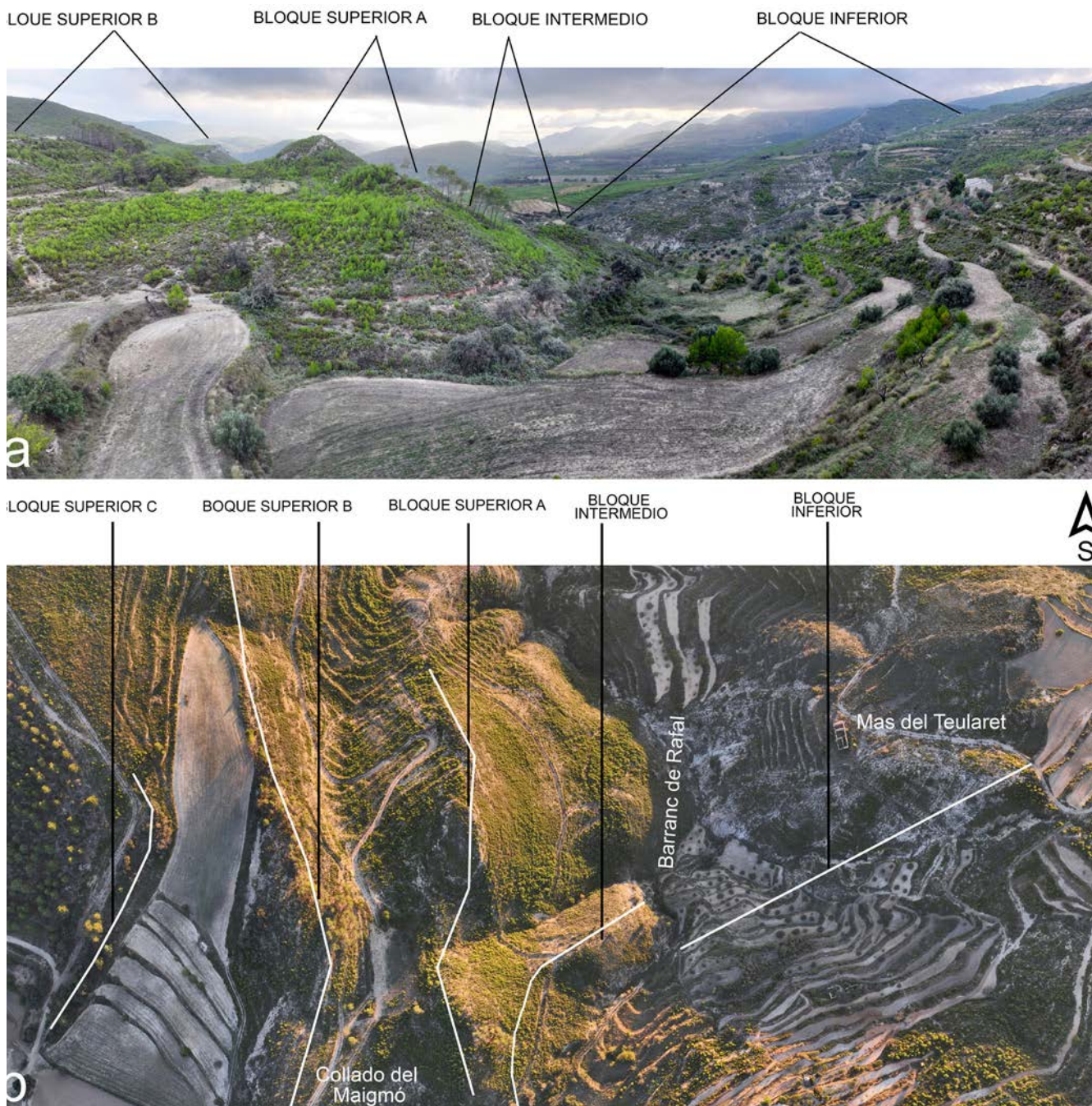


Figura 3: Collado del Maigmo-Mas del Teularet. Identificación de los bloques establecidos en el presente trabajo: a.- Vista desde la cabecera del barranc de Rafal; b.- Vista aérea a 400 metros de altura.

2.2.1: Bloque inferior.

Formado por el Barranc del Rafal y Mas del Teularet (figs. 1 y 3). Comprende toda la secuencia del Cretácico superior, compuesta por el la Formación (Fm.) Calizas de Jaén del Cenomaniense-Coniaciense medio, la Fm. Na-

veta del Coniaciense-Santoniense medio, Fm. Aspe del Santoniense superior-Maastrichtiense medio y Fm. Raspay del Maastrichtiense final. Estas formaciones se presentan en facies de calizas, margas y margocalizas hemipelágicas (ritmitas), con un espesor total de 9 m.

Figura 14: Interpretación sintética de la evolución tectosedimentaria en la zona de estudio.

PISO	POTENCIA	LITOLOGÍA
Cenomaniense-Coniaciense medio: comprende Fm. Calizas de Jaén.	15	Caliza biomicrítica nodulosa y de radiolarios bien estratificada en bancos.
Coniaciense superior-inicio Santoniense. Fm. Naveta.	10	Margocalizas tableadas de color beige a salmón de espesor decimétrico-centimétrico de aspecto lajoso. Entre las margocalizas se intercalan finos niveles de margas y margocalizas beige-gris de espesor decimétrico-centimétrico, afectadas por bioturbación moderada de finos tubos con diferentes orientaciones.
Santoniense superior - Maastrichtiense medio: Fm. Aspe.	30	Margocalizas y calizas blancas; alternancia de calizas y margas rojas.
Maastrichtiense superior: Fm. Raspay.	35	Margas y margocalizas verdes-marrones rojas y grises.



Figura 4: Cauce del Barranc de Rafal (Penàguila): a.- Contacto Albiense-Cenomaniense e hiato sedimentario Hg 1 (hardgrounds a-g); b.- Posible discontinuidad estratigráfica intraconiaciense que marca el fin del evento tectónico (De 1); c.- *Slump* en las margocalizas del Turoniense-Coniaciense; d.- *Slump* en las calizas del Cenomaniense-Turonense.

Litologías: La composición del Cenomaniense-Coniaciense medio corresponde a caliza biomicrítica de radiolarios, con un espesor en torno a 15 m. Equivale a la Fm. Calizas de Jaén y se formó por aportes hemipelágicos, es decir en un dominio marino abierto y profundo que se instaló tras el periodo regresivo del final del Albiense (fig. 4, a).

Por encima de la mencionada serie se disponen margocalizas grises del Coniaciense superior-Santonense. La parte inferior sigue

estando afectada por deslizamientos y se manifiesta mal estratificada. Sobre estas se disponen calizas tableadas de espesor decimétrico no afectadas por deslizamientos y que podría relacionarse con el final del evento tectónico señalado, dando paso al inicio de la Fm. Naveta (fig. 4, b). Esta formación se caracteriza regionalmente por calizas margosas tableadas de color beige a salmón de espesor decimétrico-centimétrico de aspecto lajoso (Chacón, 2002: 176), con una potencia esti-

mada de 10 m.

Por encima se dispone la Fm. Aspe con un espesor total de 30 m, constituida por margocalizas-calizas de color blanco y alternancia de margocalizas de color salmón y gris (ritmitas). El cauce del barranco se encaja en un pliegue que afecta a esta formación, observándose en la margen derecha una serie continua no tectonizada, mientras que en la izquierda se aprecia intensamente plegada (fig. 5).



Figura 5: Fm. Aspe en el Barranc de Rafal (Penàguila): a.- Margen derecha donde las capas se muestran sin alteraciones tectónicas; b.- Margen izquierda donde las capas están afectadas por *slumps* y fallas.

Sobre el techo de la Fm. Aspe se dispone la Fm. Raspay, que representa el Maastrichtiense superior-final. Esta formación se inicia con capas de margocalizas grises, alternándose, sobre estas, capas de margas verdes-beige-rojas y margocalizas, culminando con un nivel de margas verdes muy característico. En algunas secciones se constata el tránsito hacia el terciario, manifestado bien mediante un hiato sedimentario que perdura hasta el Eoceno, bien por un depósito de margas arenosas de tono ocre que, a los pocos metros, dan paso a

margas y margocalizas ocre terciarias.

Hiatos y tectónica: El contacto entre el Albiense y el Cenomaniense se produce por medio de un cabalgamiento. En las proximidades del contacto son frecuentes las brechas y estrías de falla tanto en las calizas cenomanienses como en las margocalizas del Albiense.

Se documentan dos hiatos sedimentarios y una posible discontinuidad estratigráfica (denominadas en este trabajo como Hg 1, Hg 2 y De 1). El primero se produjo en el Cenomaniense medio y se localiza muy próximo al contacto con el Albiense, identificándose hasta 7 capas sucesivas con precipitaciones de minerales (fig. 4, a). Se caracterizan por tener color anaranjado con abundantes intraclastos de glauconita y envolturas férricas, así como estructuras estromatolíticas (fig. 6, a). En la primera capa se documentan fragmentos de corales, otros organismos colonizadores y galerías silicificadas, así como fragmentos de equinodermos y dientes de seláceos.

Por otro lado, unos cuantos metros curso arriba, se documenta una discontinuidad estratigráfica en el mismo cauce del barranco (De 1). Esta podría corresponder al hiato sedimentario relacionado con el final de la actividad tectónica que perduró desde el Cenomaniense medio hasta el Coniaciense inferior (fig. 4, b).

Por último, por encima del Mas del Teularet, se localiza el hiato sedimentario intramaastrichtiense Hg 2, formado por un *hardground* de unos 20 cm de tono amarillento y con glauconita, en cuya parte superior se identifican estructuras estromatolíticas y perforaciones (fig. 6, b-c).

Orientación: Predominantemente 90° E, con buzamiento 60° S en la parte elevada de la margen derecha del Barranc de Rafal. La inclinación se suaviza en el cauce y se produce el cambio de orientación de forma paulatina a N-NE en la margen izquierda. La Fm. Aspe se presenta afectada por varios pliegues en el cauce y en la ladera izquierda.

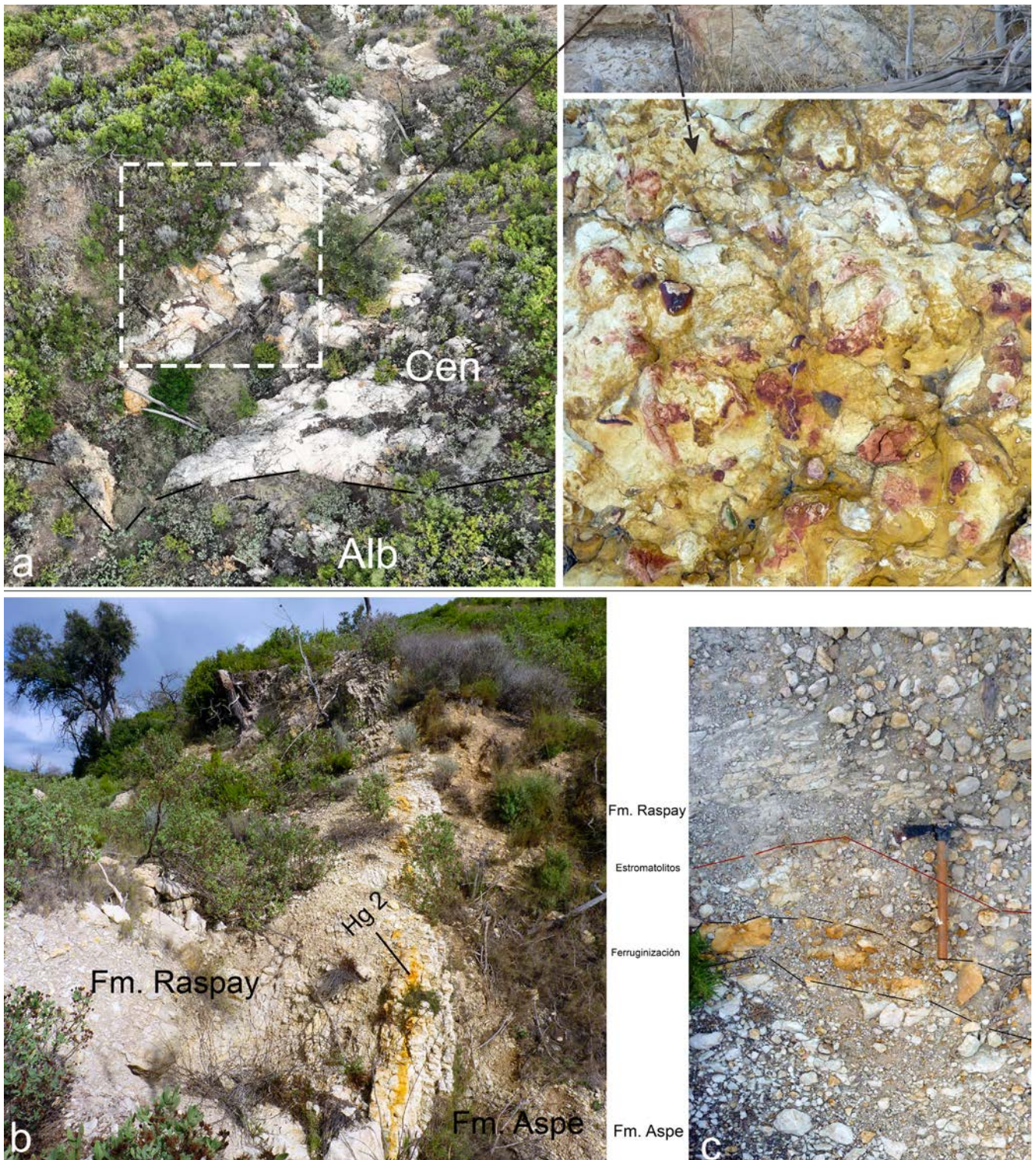


Figura 6: *Hardgrounds* en el bloque inferior: a.- Serie de *Hardgrounds* intracenomanienes (Hg 1); b-c: *Hardground* del Maastrichtiense medio (Hg 2).

Fósiles: En el *hardground* Hg 1 hay estromatolitos, dientes de seláceos, bioturbaciones y corales (fig. 7, 5 y 6); en Hg 2 estromatolitos y dientes de peces (fig. 7, 4). En la Fm. Aspe hay equinodermos *Stegaster altus* y *Stegaster*

sp. bien conservados (fig. 7, 1-3). Por último, en Fm. Raspay hay *inoceramus* y, especialmente, dientes de seláceos y microdientes de peces.

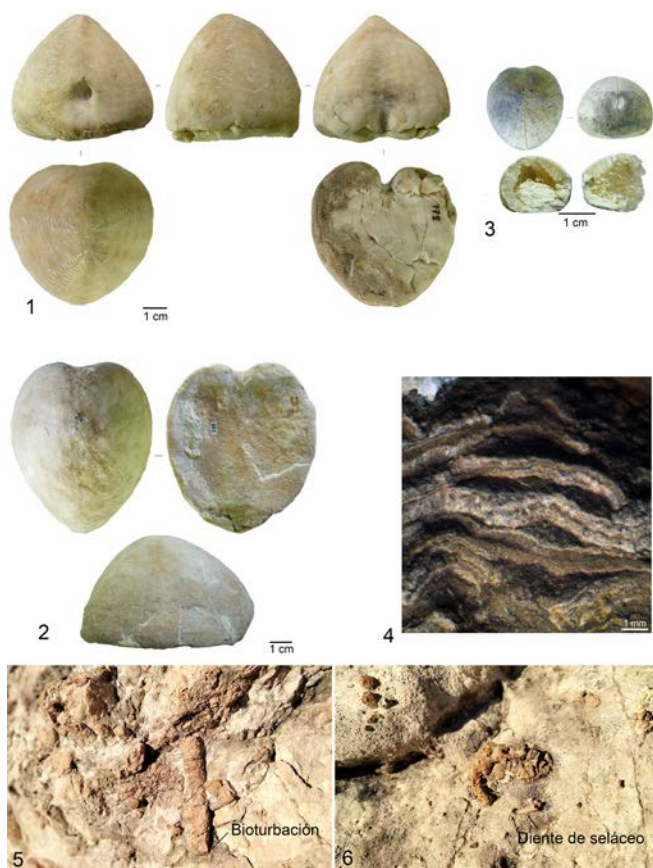


Figura 7: Cretácico superior, bloque inferior: 1.- *Stegaster altus* de la Fm. Aspe; 2-3.- *Stegaster* sp. de la Fm. Aspe; 4.- Estructura estromatolítica, Maastrichtiense medio (Hg 2); 5.- Bioturbación Hg 1, Cenomaniense medio; 6.- Diente de seláceo Hg 1, Cenomaniense medio.

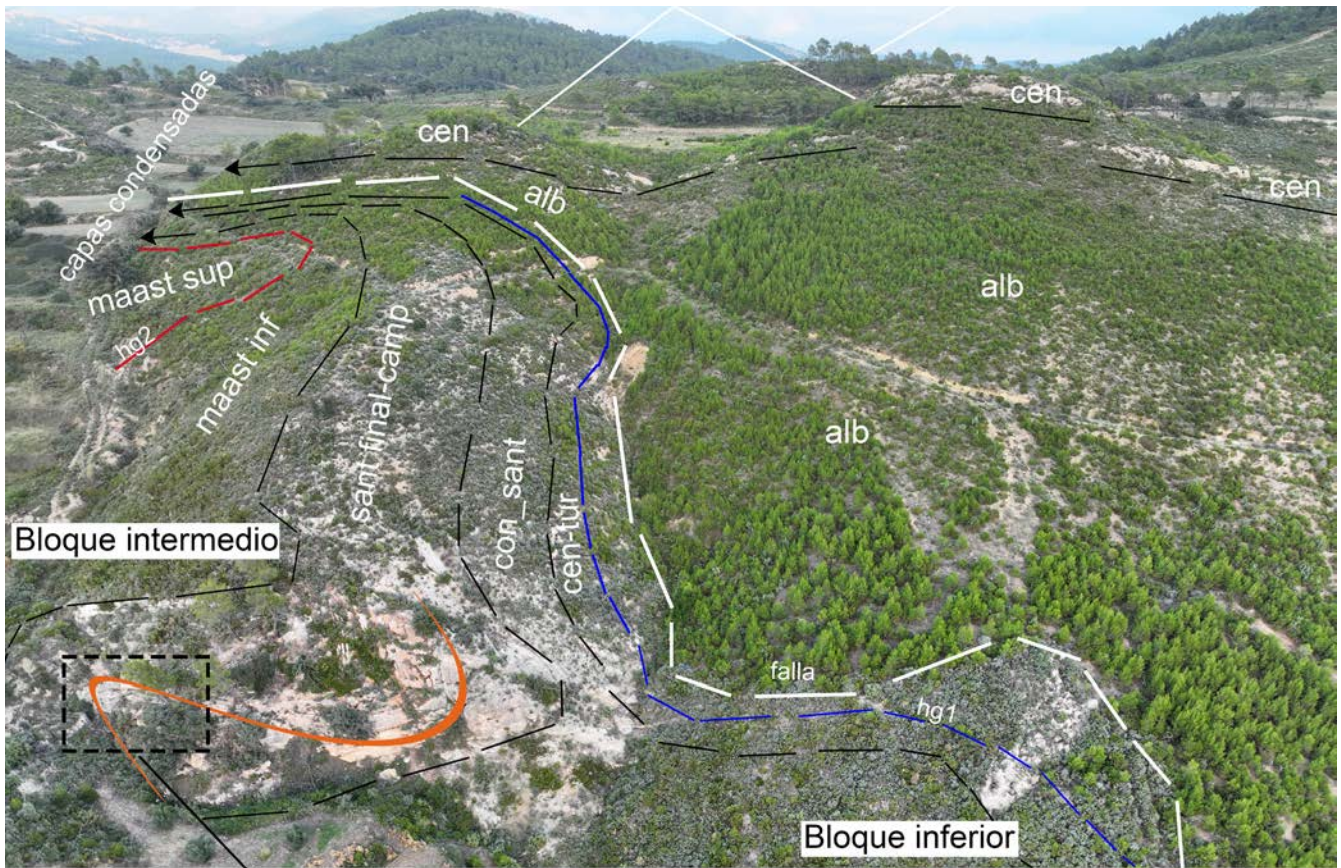
2.2.2: Bloque intermedio

Litología: Este bloque se localiza en la vertiente izquierda del Barranc del Teular, con unos 280 m de largo, más un afloramiento aislado en la zona del Teularet de unos 80 m de largo (figs. 1 y 3). En realidad se trata de la prolongación hacia el NE del bloque inferior, manteniendo continuidad entre ambos en la margen izquierda de Barranc de Rafal. Las primeras capas son semejantes al bloque inferior, aunque estas se manifiestan con menor potencia. Se inicia con calizas con sucesivos *hardgrounds* que marcan el evento tectónico del Cenomaniense medio (Hg 1). Por encima del último *hardground* se disponen calizas lajosas mal estratificadas que podrían corresponder al Coniaciense-Santoniense y dan paso a la Fm. Aspe (Campaniense-Maastrichtiense medio).

Esta se caracteriza por calizas nodulares bien estratificadas en bancos decimétricos de color gris y rojo con abundantes condensaciones, calculándose un espesor de aproximadamente 10 m. En la vertiente NE la parte superior de la Fm. Aspe está mucho más condensada, con un espesor en torno a 4 m, caracterizada por calizas lajosas y calizas bien estratificadas con juntas margosas que dan paso a margas rojas y grises. Adosadas a estas, aflora puntualmente la base de la formación Raspay.

Hiatos y tectónica: Este bloque mantiene contactos con el Albiense por medio de fallas. Estas solo parecen mantener concordancia en la vertiente sur, donde el Albiense cabalga sobre el Cenomaniense, mientras que en el resto las fallas ocasionan contactos discordantes entre la Fm. Aspe-Raspay con el Albiense. En la vertiente Este se observa un frente de falla y un pliegue tumbado el cual afecta esencialmente a la Fm. Aspe (fig. 8).

Se reconoce el hiato Cenomaniense compuesto por al menos 3 *hardgrounds* sucesivos (fig. 9, c-d). Este es semejante al descrito en el bloque inferior, aunque de menor espesor, caracterizado por precipitaciones férricas, desarrollo de estromatolitos, oncolitos ferruginosos y glauconita. En la zona de transición entre el bloque inferior y medio se han observado varias capas con corales y braquiópodos. También se ha identificado el hiato del Maastrichtiense medio que es semejante al descrito en el bloque inferior, aunque evoluciona hacia la parte elevada del bloque, donde las capas están muy condensadas, a un nivel margooso amarillento. En el bloque aislado ubicado a mayor cota las formaciones están todavía más condensadas y se mantienen invertidas con respecto al resto de los bloques, por lo que se interpreta como la parte más elevada del bloque intermedio.








-  Pliegue
- Hardgrounds:**
-  Hg 1: Intracenomaniense
-  Hg 2: Maastrichtiense medio
-  Falla Albiense-Cenomaniense
-  Dirección de la condensación



Figura 8: Lectura geológica de la vertiente S del bloque intermedio afectado por pliegues tumbados. Representa la transición desde las margocalizas y margas (ritmitas) del bloque inferior, a las series de calizas condensadas que caracterizan a los bloques superiores.

Orientación: Representa el cambio de orientación de las capas entre el bloque inferior y los superiores, pasando de NW a NE. En la vertiente meridional del bloque intermedio las capas presentan orientación 195° NW y buzamiento de 50° hacia el SW, que pasa en la parte situada más al Norte a orientación 30° NE, buzamiento 49° SE (fig. 1).

Fósiles: Estromatolitos en Hg 1 con ocasionales corales, braquiópodos, dientes de seláceos y dientes de peces (fig. 9, c, d, e-g). En la Fm. Aspe hay *Stegaster altus*, *Stegaster* sp. e *Inoceramus* sp. (fig. 9, a-b, e). Abundantes dientes de seláceos y peces en las margocalizas iniciales de la Fm. Raspay (fig. 9, g, h).

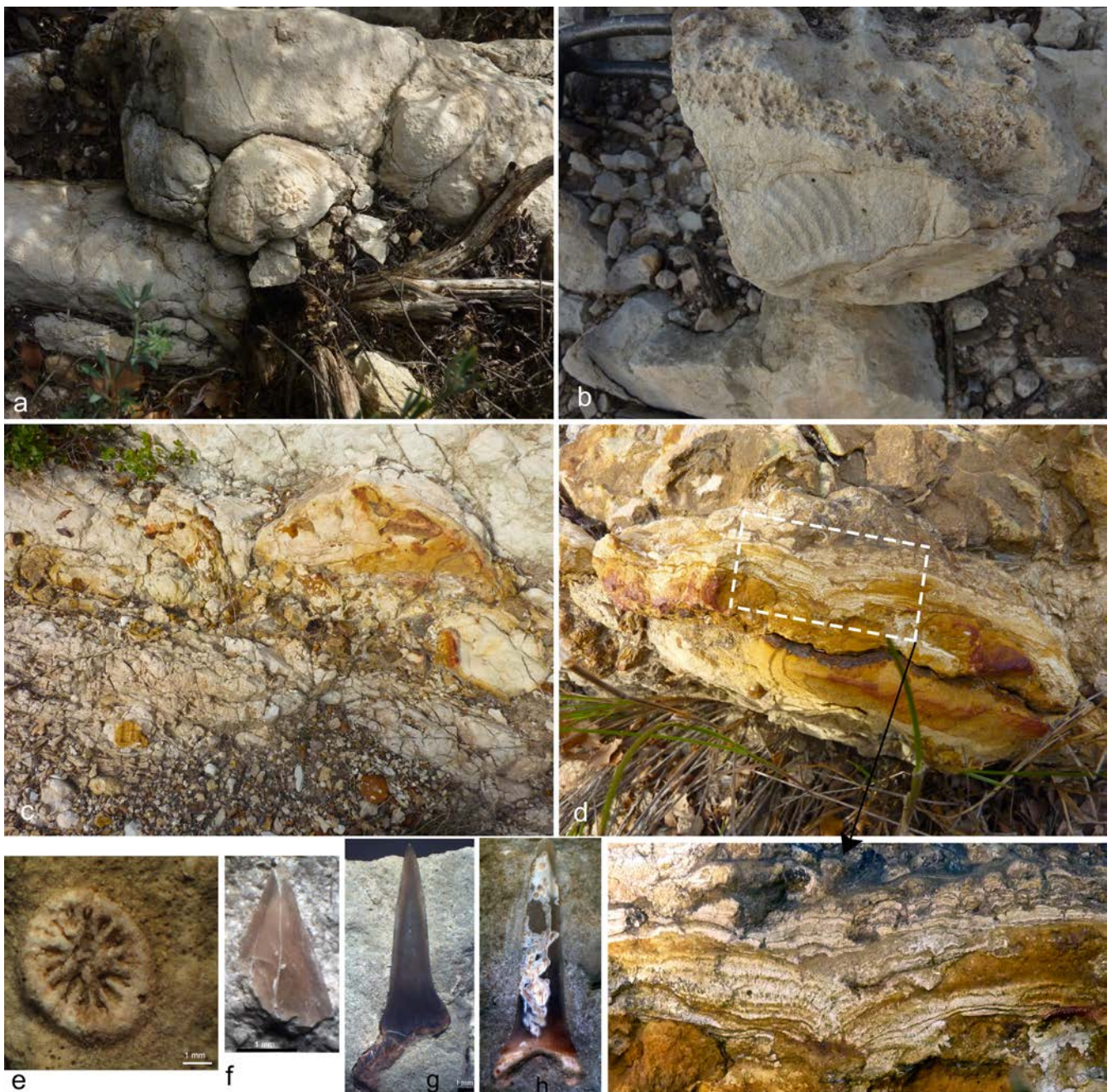


Figura 9: Bloque intermedio: a.- *Stegaster* sp. en la Fm. Aspe; b.- *Inoceramus* sp. en la Fm. Aspe; c-d Hardground Cenomaniense (Hg 1) y ampliación de las laminaciones estromatolíticas; e.- Coral solitario de Hg 1 (Cenomaniense medio); f.- Diente de actinopterigio de Hg 1 (Cenomaniense medio); g.- Diente de seláceo base de la Fm. Raspay (Maastrichtiense medio); h.- Diente de seláceo Hg 2 (Cenomaniense medio).

2.2.3: Bloque superior A

Litología: Este bloque presenta unos 350 m de longitud y un espesor máximo de 17 m, abarcando desde la margen izquierda de la cabecera del Barranc de Rafal hasta el llano del Colladet de Maigmó (fig. 3). Es difícil diferenciar las formaciones, pues estas se muestran en facies predominantemente de calizas condensadas y uniformes. Se ha podido separar el Albiense del Cenomaniense, caracterizado por el tránsito de las margocalizas

ocres a calizas y margocalizas beige-grises con nódulos de pirita que podría corresponder con el Vraconiense identificado en zonas próximas (Company *et al.*, 1992). A techo las capas se van haciendo más calizas, incorporando el primer *hardground* intracenomaniense. Este *hardground* da paso a calizas nodulares y, sobre estas, calizas compactas que forman la base del resalte topográfico. Se identifica un segundo *hardground* intracenomaniense más débil a escasamente un metro

de la base. Por encima se disponen calizas nodulares y, posteriormente, compactas con pirita. En algunas zonas por encima del resalte topográfico se desarrollan calizas lajosas mal estratificadas que podrían corresponder al Coniaciense-Santonense medio y que dan paso a calizas decimétricas blancas con sí-

lex de la Fm. Aspe. El *hardground* Hg 2 no se conserva ya que una falla afecta al techo de la Fm. Aspe (fig. 10).

Orientaciones: El bloque presenta en conjunto la orientación de tendencia 25° NE y un buzamiento en torno 45° SE.

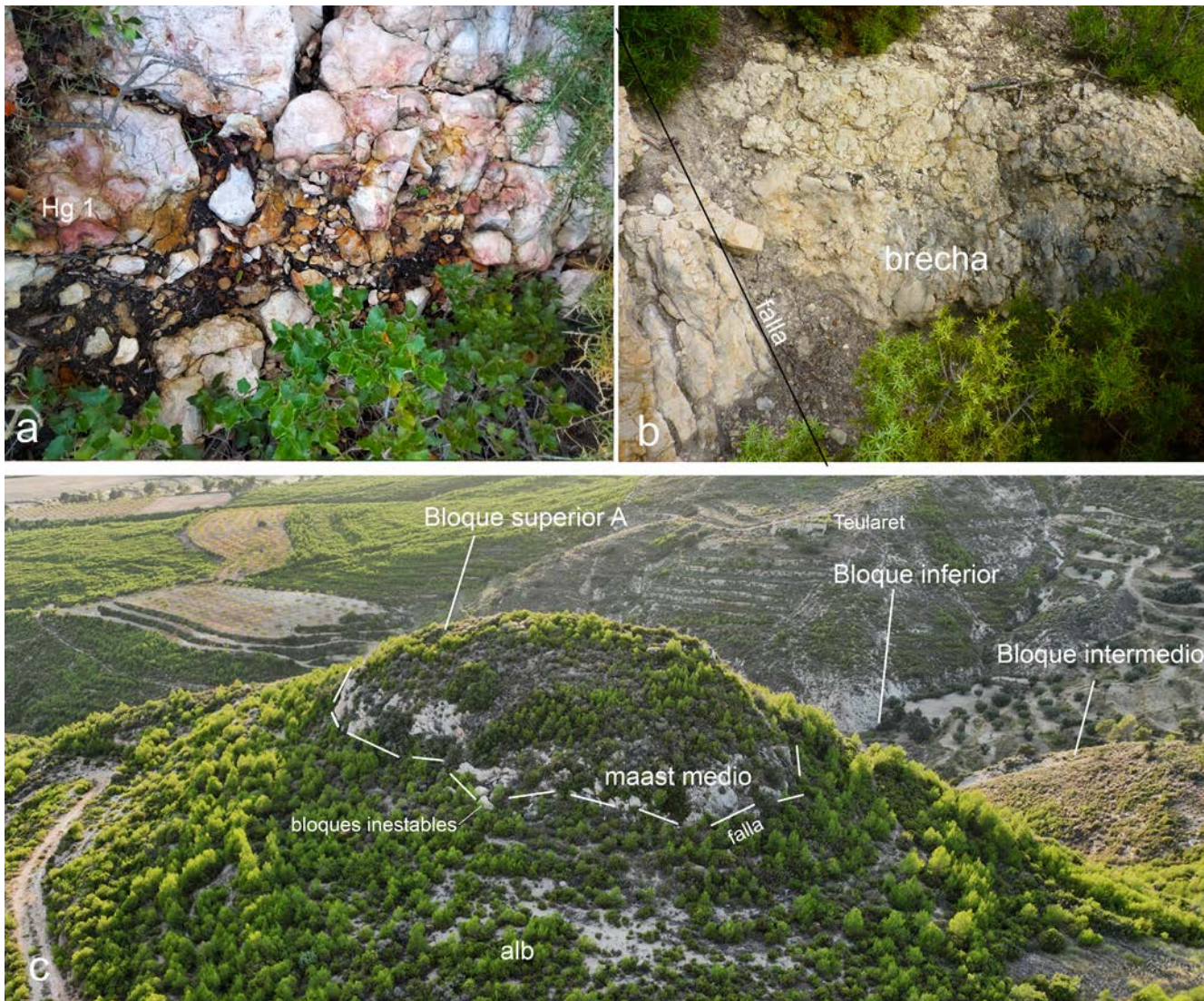


Figura 10: Bloque superior A: a.- *Hardground* Hg 1 (Cenomaniense); b.- Brecha en las calizas grises Cenomaniense-Turonense de la vertiente Oeste; c.- Bloques inestables con brechas y estrías que evidencian una falla que pone en contacto el Maastrichtiense medio con el Albienense.

Hiatos y tectónica: En el hiato del Cenomaniense medio (Hg 1) se han diferenciado dos niveles, uno más intenso localizado por debajo del resalte topográfico de las calizas compactas, exactamente en la transición entre las margocalizas beige-ocre Albiense-Cenomaniense y el inicio de las calizas nodula-

res del Cenomaniense medio. El otro se ubica aproximadamente a 1 metro por encima de la base del resalte topográfico formado por las calizas compactas del Cenomaniense medio-Turonense. Ambos son mucho más débiles que en el bloque inferior e intermedio (fig. 10, a). El *hardground* del Maastrichtiense medio

no parece que se conserve ya que la parte superior de la Fm. Aspe está en contacto discordante con las margas del Albiense, señalando la existencia de una falla que se debería localizar entre los bloques superiores A-B. Esta fractura queda evidenciada en superficie a partir de los bloques inestables formados por las calizas con sílex del techo de la Fm. Aspe, con brechas y estrías de falla, al apoyarse so-

bre las margas y margocalizas del Albiense (fig. 10, b-c). Otras fallas afectan al bloque de forma transversal formando escalones.

Fósiles: Se documenta de forma esporádica ammonites, especialmente turrilitas, en las calizas nodulares del Cenomaniense-Turonien- se.

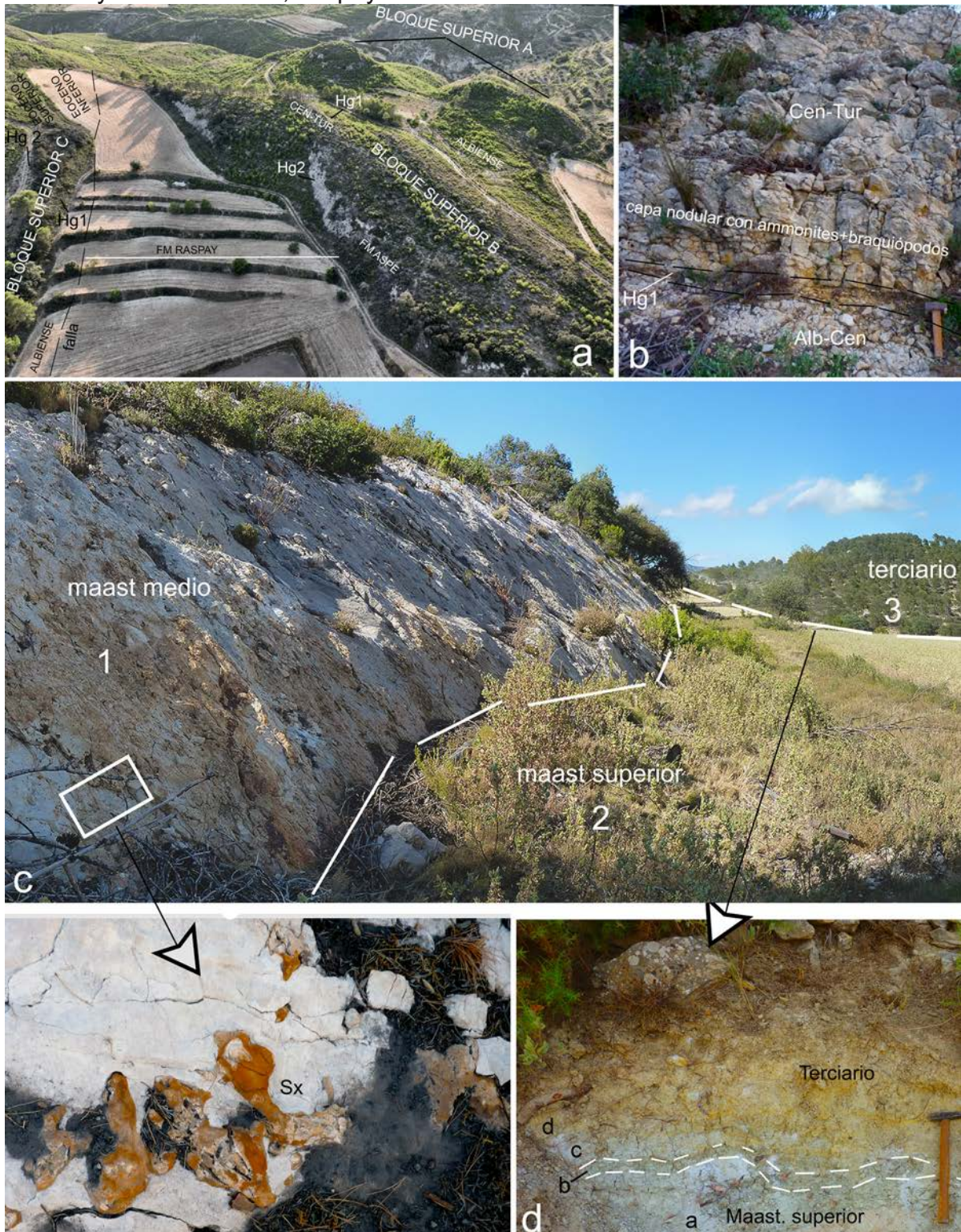


Figura 11: a- Bloques superiores B-C; b.- Bloque superior C y detalle del *Hardground* Hg 1, Cenomaniense medio; c.- *Hardground* Hg 2 en el bloque superior B (1: Hg 2 Maastrichtiense medio con nódulos de sílex relleno de bioturbaciones de *Thalassinoides*, 2: Fm. Raspay, 3: Terciario); d.- Fm. Raspay y detalle del tránsito Maastrichtiense-Terciario (límite K-T, en estudio).

2.2.4: Bloques superiores B-C:

Litología: Se describen ambos bloques conjuntamente, dada su semejanza litológica y posición (fig. 3). El bloque B se localiza en la parte Este del Collado del Maigmo en el que se dispone un resalte topográfico en sentido N-S de más de 2 km de longitud y es predominantemente calizo (fig. 11, a). En la vertiente W de la loma se reconoce el tránsito entre las margocalizas del Albiense superior-Cenomaniense y el resalte topográfico de las calizas compactas del Cenomaniense-Turonense. En este bloque, el tránsito Albiense-Cenomaniense es parecido al Bloque A, es decir margocalizas arenosas beige-grises con nódulos de pirita y ocasionalmente equinodermos irregulares, que puede corresponder con el Vraconiense. Sobre él se desarrollan 50 cm de calizas y margocalizas con capas nodulares muy bioturbadas (*burrows*) en cuya base se intercala el hiato Hg 1, del cual solo se ha identificado un único nivel de unos 10 cm (fig. 11, b). La capa nodular da paso a calizas grises compactas con un espesor de unos 3-5 m que contienen pequeños nódulos de pirita con cristalización cúbica. Por encima se desarrollan calizas lamosas mal estratificadas grises-beige, puntualmente con ammonites, en facies condensada y que podría representar el Coniaciense-Santonense medio. Culmina con la Fm. Aspe en facies de caliza de color gris-blanco con silicificaciones abundantes, en cuyo techo se identifica el *hardground* del Maastrichtense medio (Hg 2) (fig. 11, c). Adosado a este se desarrolla la Fm. Raspay en la misma facies que la descrita para el bloque inferior, es decir, margocalizas beige que pasan a margas de color rojo, verde y gris. El techo de la Fm. Raspay culmina con arcillas verde-verde oscuro que dan paso a margas arenosas de color ocre y, a escasos metros, a margocalizas ocres señalando el paso al Terciario. No obstante, el tránsito Cretácico-Terciario se muestra poco uniforme, ya que hacia el extremo SE del bloque superior B el contacto es discordante con el Eoceno inferior (fig. 11, a). El espesor máximo calculado de la serie Cenomaniense-Maastrichtense medio

es semejante al bloque superior A, entre 15-17 m, que hacia el NE pasa a apenas 4 m. En cambio la Fm. Raspay (Maastrichtense superior) se desarrolla ampliamente, calculándose un espesor de 35 m donde no está discordante con el Eoceno.

El bloque C se dispone subparalelo al anterior, con una longitud de unos 200 m de largo por 17 m de potencia (figs. 1 y 3). La existencia de una vaya ha impedido su completa descripción. La Fm. Raspay es cortada súbitamente por el Albiense, dando paso al resalte morfológico de las calizas cenomanienses, por lo que se infiere una falla en profundidad que pone en contacto discordante el Maastrichtense final con el Albiense (fig. 11, a). Se reconoce el hiato Hg 1 sobre el que se desarrollan las capas calizas y margocalizas nodulares fosilíferas y muy bioturbadas. Sobre estas descansan las calizas compactas con pirita que marcan el resalte topográfico Cenomaniense-Turonense, a la que se adosa la Fm. Aspe con sílex. Las margas verdes erosivas terciarias afloran en contacto erosivo sobre el Maastrichtense medio.

Orientación: Variaciones entre los 5° a 59° NE, por tanto subparalelo al bloque superior A, con un buzamiento entre los 40°-65° SE.

Hiatos y tectónica: El Bloque superior B muestra una sucesión continua desde el Albiense al Terciario, así como un acusado acúmulo debido a series más condensadas en dirección NE. Entre los bloques B y C se identifica una falla que pone en contacto discordante el Maastrichtense superior con el Albiense y el Eoceno.

Se documentan los dos hiatos con formación de *hardgrounds* observados en el resto de los bloques. El *hardground* Cenomaniense (Hg 1) corresponde a una sola capa de unos 10 cm con perforaciones, ferruginización, glauconita y oncolitos ferruginosos. Este se desarrolla a techo de las margocalizas grises del tránsito Albiense-Cenomaniense (fig. 11, b).

El hiato intramaastrichtense (Hg 2) se caracteriza por ferruginización y sílex, con un pa-

leosuelo endurecido muy regular que puede seguirse, en el caso del bloque B, a lo largo de más de 2 km. La silicificación es muy intensa y no solo se da en la zona de hiato, si no que se ven capas con sílex a lo largo de la formación que parecen intensificarse hacia el techo, observándose incluso organismos fosilizados en sílice, tales como equinodermos y galerías de *Thalassinoides* silicificadas. Sobre el hiato intramaastrichtiense se desarrolla de forma completa la Fm. Raspay, cuyo contacto se produce mediante un salto topográfico (fig. 11, c-d). El techo de la Fm. Raspay no es homogéneo, ya que en algunas zonas pasa a margocalizas ocres terciarias, mientras que en otras (extremo SE) se muestra discordante con las margas verdes del Eoceno inferior, o afectado por la falla existente entre los bloques B-C que provoca otro contacto discordante con el Albiense (fig. 11, a).

Fósiles: En el *hardground* Cenomaniense y la capa superior de calizas nodulares se documentan ammonites, turrilitas, braquiópodos y bioturbaciones, especialmente abundantes en el bloque C (fig. 12). En el *hardground* intramaastrichtiense se documentan equinoder-

mos silicificados, bioturbaciones de *Thalassinoides* silicificadas y dientes de seláceos y peces (fig. 13). Asimismo se identifican *inoce-ramus* en la base de la Fm. Raspay y dientes de peces y seláceos en abundancia en diferentes capas de la misma.



Figura 12: Fauna procedente de Hg 1 y de la capa superior de caliza nodular bioturbada de los bloques elevados B-C (Cenomaniense inferior-medio): 1- *Puzosia* sp. 2.- *Tetragonites* sp.; 3-5.- *Turrilites costatus*; 6.- *Anisoceras* sp.?; 7.- *Mantelliceras* sp.?; 8.- *Schloenbachia* sp.?; 9.- *Moutonithyris dutempleana* 10.- *Chlamys* sp.?



Figura 13: Collado del Maigmó. Maastrichtiense medio (Hg 2): 1-2: Equinodermos silicificados; 3.- Precipitación férrica y fragmento de diente de seláceo; 4.- Galerías (*Thalassinoides*) silicificadas.

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La secuencia geológica del Collado del Maig-mó-Mas del Teularet descrita es un ejemplo de los efectos que la reactivación tectónica produjo durante el Cretácico superior en el área del Prebético de Alicante. Esta tuvo su origen en un evento regional relevante iniciado durante el Cenomaniense y que se ha identificado en diversos puntos de la Placa Ibérica (e.g. De Ruig, 1992; Martin-Chivelet, 1992, Chacón, 2007). Las consecuencias fueron la formación de zonas deprimidas de surco (canales) y zonas elevadas (altos fondos) y, posteriormente, un lento y progresivo levantamiento del área. Las grandes paleofracturas

sufrieron varios episodios de reactivación a lo largo del Cretácico superior, que quedaron registrados de diferente manera en los distintos sectores según su paleoposición.

Estos procesos tectónicos han sido argumentados por diversos autores para explicar el desarrollo de las facies sedimentarias que caracterizan al Cretácico superior regional (e.g. De Ruig, 1992; Chacón, 2002). En el Prebético de Alicante los cambios eustáticos del nivel del mar no fueron la única causa que intervino en el desarrollo de las facies descritas. A partir de la regresión del Cenomaniense la reactivación de las fallas, debido a la reanudación de una fase tectónica distensiva, pasan a determinar las facies sedimentarias en la región (fig. 14).

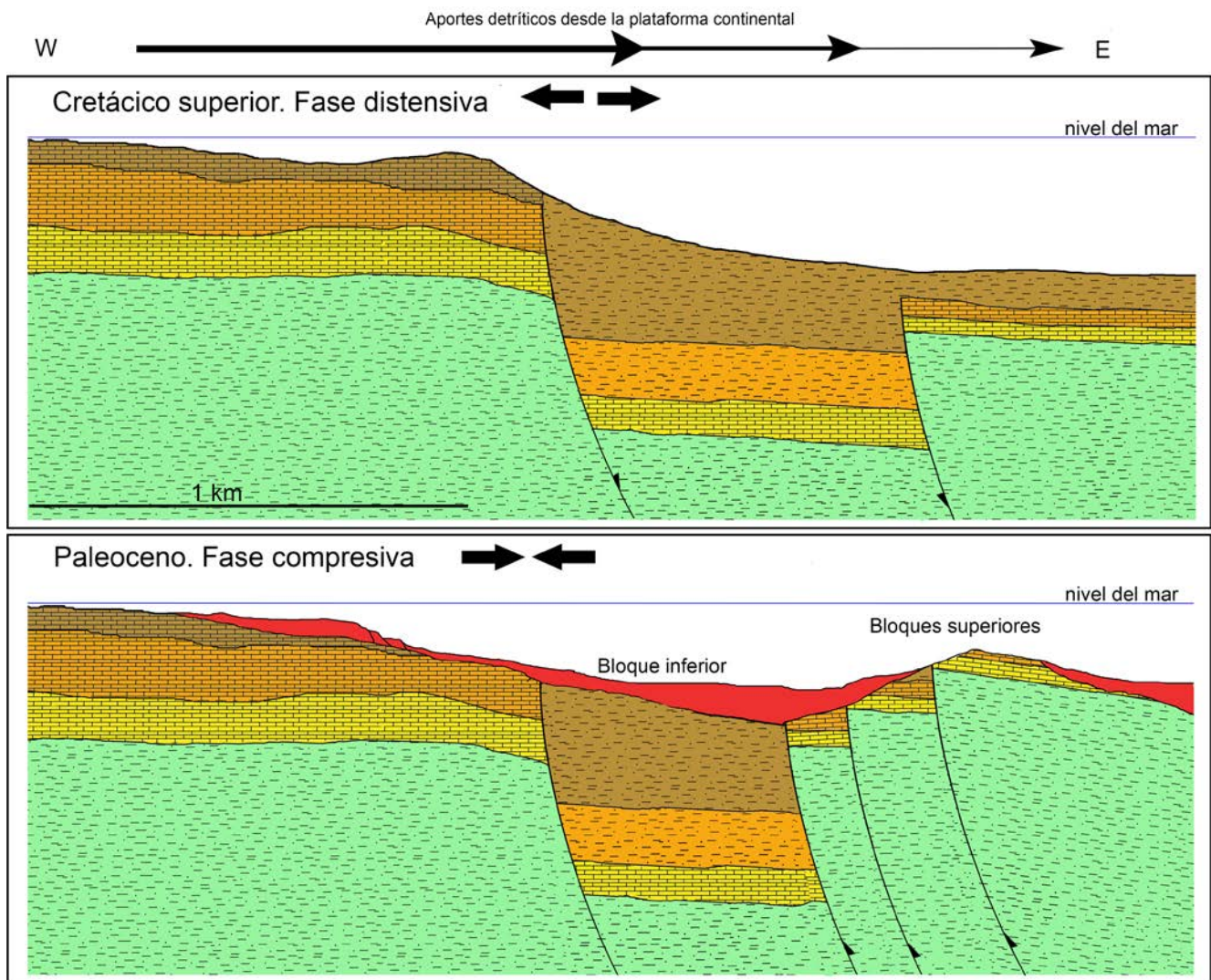


Figura 14: Interpretación sintética de la evolución tecto-sedimentaria en la zona de estudio. Ver leyenda en la figura 1.

En el Collado del Maigmó-Teularet se ha reconocido una de estas paleofracturas que condicionaron la sedimentación en la zona, según se deduce de las variaciones en cuanto a la disposición, el espesor, los fósiles y la composición de las unidades analizadas. De este modo, se han podido diferenciar hasta tres ambientes de sedimentación afectados por la evolución de diversas fallas desarrolladas en sentido predominante N-S.

Asociado a la referida reactivación tectónica, en las secuencias de los bloques descritos se han documentado dos fases de desarrollo de *hardgrounds* que señalan periodos de reconfiguración de la cuenca marina. El más antiguo corresponde a la serie de *hardgrounds* del Cenomaniense medio-superior (Hg 1) y presenta diferencias remarcables entre el bloque inferior, intermedio y los superiores. En el bloque inferior se documentan hasta 7 *hardgrounds* intracenomanienses superpuestos e incluidos en calizas compactas, mientras que en el bloque intermedio sólo se observan 3 capas de menor espesor en calizas en bancos decimétricos. Asimismo, por encima de estos *hardgrounds* se desarrollan diferentes facies, denotando que las consecuencias de la reactivación tectónica afectaron de forma desigual. En efecto, en el bloque inferior (Barranc de Rafal-Teularet), tras el evento se reanudó la sedimentación durante el Coniaciense-Santonense y posteriores periodos de forma completa, depositándose margas y margocalizas pelágicas, con series de ritmitas y sin condensamiento, alcanzando una profundidad superior a los 200 m en la Fm. Aspe, según se deduce de la presencia de *Stegaster*. En cambio, el bloque intermedio tras el evento Hg 1 se reinició la sedimentación en facies de calizas lajosas y nodulares, observándose frecuentes condensaciones. Estas condensaciones se hacen más relevantes hacia la parte superior del bloque y en sentido NE, por lo que se podría interpretar que se localizaba en una posición más elevada con respecto al bloque de Barranc de Rafal-Teularet, siendo de este modo los aportes detríticos menos cuantiosos.

Por otro lado, en los bloques superiores (A,

B y C) la serie de *hardgrounds* de Hg 1 son mucho más débiles, documentándose sólo dos capas con ferruginización, glauconita y estromatolitos menos desarrollados. Las litologías predominantes corresponden a calizas con espesores inferiores a los bloques anteriores y que evidencian un importante condensamiento desde el Cenomaniense al Maastrichtiense medio, pasando de los 55 m calculados para el bloque inferior a entre 17-4 m en los bloques superiores. En ellos se ha podido reconocer el tránsito Albiense superior al Cenomaniense inferior en el que las margocalizas albienses pasan a calizas arenosas, que a techo desarrollan el primer *hardground* y, sobre estas, a calizas nodulares. Por encima se dispone la base del crestón morfológico del Cenomaniense medio que incluye cerca de su base otro *hardground* y, sobre este, de nuevo, calizas nodulares y la parte superior de las calizas del Cenomaniense final-Turonense con cristales de pirita. Estas dan paso a las calizas lajosas del Coniaciense-Santonense y a la Fm. Aspe, caracterizada por calizas blancas con sílex, culminando con las margocalizas y margas de la Fm. Raspay.

El segundo *hardground* reconocido es el intramaastrichtiense (Hg 2), también identificado en todos los bloques en los que presenta diferencias notables. En el bloque inferior se caracteriza por una capa de unos 20 cm intensamente amarillenta con desarrollo de estromatolitos a techo. En el bloque intermedio se ha podido identificar a partir de una capa amarillenta sin formación de estromatolitos que en la zona más condensada se incluye entre calizas. En los bloques superiores Hg 2 se presenta uniforme, caracterizado por un *hardground* bien desarrollado con un suelo endurecido, muy ferruginizado y con silicificaciones que crea un resalte topográfico. En contacto con esta superficie se desarrollan, tanto en el bloque inferior como en el bloque superior B, las margas y margocalizas de la Fm. Raspay sin condensamiento relevante.

A parte de las variaciones litológicas también se constatan diferencias al comparar los fósiles de cada facies sedimentaria, lo cual podría relacionarse con los paleoambientes que se

fueron instalando en cada bloque, dependiendo de la cantidad de luz, la profundidad y los nutrientes. En el bloque inferior e intermedio la fauna microfósil es muy escasa. En la serie de *hardgrounds* de Hg 1 del bloque inferior e intermedio, a pesar de las diferencias litológicas, los fósiles observados son semejantes, abundando las estructuras estromatolíticas, galerías, corales, fragmentos de equinodermos y dientes de peces y seláceos. En el bloque intermedio a estos se une la presencia de braquiópodos. Estos fósiles tal vez denoten unas condiciones paleoambientales por encima de los 200 metros, según se deduce de la presencia de corales solitarios. A partir del Coniaciense se vuelven a condiciones más profundas, por debajo de los 200 m según los estudios regionales, desarrollándose en los bloques inferior e intermedio las facies de margas y margocalizas en las que esporádicamente se documentan equinodermos, *inoceramus* y *Zoophycos* en la Fm. Aspe, e *inoceramus*, dientes de peces y dientes de seláceos en la Fm. Raspay.

En los bloques superiores A-C el contenido fósil es más abundante, especialmente en el *hardground* Hg 1 y en las capas nodulares que se desarrollan por encima, mostrando elevada bioturbación, presencia de ammonites, destacando los turrilites, y braquiópodos. Esto podría relacionarse con la instalación, antes o durante el *hardground* Hg 1, de un ambiente de sedimentación menos profundo que en el bloque inferior, aunque con los datos actuales no puede determinarse la diferencia de cota entre los bloques. Como hipótesis, la abundante presencia de Turrilites sp. en Hg 1 de los bloques superiores podría evidenciar que estos estarían por encima de los 150 m de profundidad.

Según lo descrito, es probable que la reactivación de las fallas afectase a los bloques descritos antes o durante el evento Hg 1, explicando de esta forma las diferencias observadas entre los bloques desde la base del Cenomaniense, tanto en la composición litológica como en el contenido fósil. Asimismo también se deduce que los bloques superiores estuvieron desde el inicio del Cretácico superior en

una posición en la que los aportes detríticos fueron mucho más limitados, probablemente debido a localizarse a menor profundidad, lo que explicaría la litología predominantemente caliza, la condensación de las capas y que los *hardgrounds* y el contenido fósil sean diferentes. Asimismo el acusado condensamiento de las capas observado en sentido NE, tanto en el bloque intermedio como en el bloque B, podría relacionarse con la configuración de la cuenca sedimentaria en el que los bloques se encontrarían más elevados en el sentido mencionado. También pudo influir en el desarrollo de las facies sedimentarias descritas la existencia de corrientes submarinas que arrastraban los sedimentos procedentes de la plataforma continental ubicada al W del área de estudio, hacia las áreas más deprimidas, limitando los aportes hacia los bloques elevados situados al E del bloque inferior (fig. 14). Por otro lado, la presencia sílex en Hg 2 en los bloques superiores señalan unas condiciones paleoambientales determinadas que podrían equivaler a las que se instalaron en el Alto Fondo del Maastrichtiense de la Sierra Mariola, donde también se reconoce una intensa silicificación (Molina, 2016). Los *hardgrounds* con sílex son frecuentes en el Cretácico de Europa, asociándose generalmente al desarrollo de esponjas con espículas silíceas y abundancia de materia orgánica en un medio de plataforma marina (Bustillo, Elorza y Diez-Canseco, 2017).

Estas variaciones en la sedimentación en la zona de estudio parece que se homogeneizaron a partir del hiato intramaastrichtiense (Hg 2) que marcó el inicio de la Fm. Raspay. Esta formación se manifiesta litológicamente homogénea en todos los bloques donde aflora, en su facies de margocalizas y margas de tonos rojos, verdes o grises, abarcando en el Maigmo y al norte de El Teularet unos 35 metros. Se constata tanto en posible concordancia con el Terciario como en clara discordancia debido al hiato sedimentario del Paleoceno-Eoceno antiguo, tal como se ha descrito en otras regiones próximas (Company *et al.*, 1982: 462).

En síntesis, las características desiguales del

hardground Hg 1, provocado por el evento tectónico Cenomaniense medio, indica que los bloques descritos ya estaban fracturados y mantenían una paleoposición diferente cuando este se produjo. Tras la reanudación de la sedimentación las diferencias entre los bloques son evidentes, constatándose que al bloque más profundo llegaba una tasa de sedimentación elevada, depositándose margas y margocalizas. Otro bloque, situado en una zona intermedia entre el inferior y los superiores, quedó sometido a profundas deformaciones tectónicas al estar adosado a la falla principal. La litología, predominantemente caliza con episodios de condensación que se hace más marcada hacia el NE, señala un aporte de sedimentos menor que en el bloque inferior. Por último, otra parte de la plataforma marina, en este caso con una orientación anómala en sentido N-S (bloques superiores A-C) quedó a partir del hiato Hg 1 en una posición más elevada, con una tasa de sedimentación aún menor que en el bloque intermedio, denotada por calizas condensadas, nodulares o compactas, que forman un resalte morfológico. Estas condiciones se mantuvieron hasta el hiato sedimentario Hg 2, es decir Maastrichtiense medio.

Dentro del esquema establecido por diversos autores para la plataforma prebética, los bloques descritos pudieron formar parte durante el Cretácico superior de un canal submarino. Este canal submarino estaría representado por el bloque inferior (Teularet), delimitado por dos áreas elevadas, una, la aquí descrita (Collado del Maigmó) y otra al NW (Port de Benifallim), aún por estudiar en detalle, pero en la que se reconoce una sedimentación potente predominantemente caliza.

En efecto, tal como se ha descrito a escala regional, los movimientos de las fallas lístricas a partir del Cenomaniense medio, debido al inicio de la fase distensiva, provocaron el desarrollo de estructuras geológicas con tendencia N-S (Bloques superiores A-C) que dieron lugar a zonas elevadas con sedimentación caliza (Martín-Chivelet, 1995; Chacón 2002; Chivelet y Chacón, 2007). Esta orien-

tación anómala ⁴se ha identificado en otras zonas del sector de Xixona-Busot-Torre de les Maçanes, donde se reconocen igualmente estructuras tectónicas anómalas con tendencias N-S asociada a fallas lístricas (De Ruig, 1992). Junto a estos bloques elevados se adosaban bloques profundos a modo de canales hacia el NW (bloques inferior e intermedio). En estos bloques más profundos, se produjo una sedimentación mucho más potente de ritmitas hemipelágicas. Durante el Paleoceno, se cambia a una fase tectónica compresiva, provocando el cabalgamiento del Albiense en el Barranc de Rafal y que los bloques elevados se fracturen y sean parcialmente erosionados (fig. 14).

En definitiva, el Collado del Maigmó-Mas del Teularet es un ejemplo de como la tectónica ha condicionado la litología y los paleoambientes marinos durante el Cretácico superior, cuyas características se han intentado esbozar en el presente trabajo. Convendría llevar a término futuros estudios en la zona, especialmente en lo referente a la secuencia geológica, la tectónica y el tránsito entre el Cretácico y el Terciario. Su conservación y análisis con mayor detalle podrán seguir aportando datos importantes a escala local y regional.

4. BIBLIOGRAFÍA

BUSTILLO, M.A.; ELORZA, J. y DíEZ-CANSECO, D. (2017): Silicificaciones selectivas en Thalassinoides y otras estructuras biogénicas asociadas a las calizas de plataforma marina y *hardground* (Albiense inferior, Sonabia, Cantabria). Estudios Geológicos, nº 73 (1), pp. 1-19.

CASTRO, J. M. (1994): Las facies de las plataformas de carbonatos del Aptiense-Albiense el NE de la provincia de Alicante. Zona Prebética, SE de España. Geogaceta, 15, pp. 17-19.

4 Se describe como orientación anómala debido a que no sigue la dirección típica del Dominio Prebético con tendencia ENE-WSW predominante.

- COMPANY, M.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, C; VERA, J.A. y WILKE, H. (1982): Interpretación genética y paleogeografía de las turbiditas y materiales redepositados en el senoniense superior en la Sierra Aixortà (Prebético interno, provincia de Alicante). Cuadernos de Geología Ibérica, Vol. 8, pp. 449-463.
- COMPANY, M.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; VERA, J.A. y WILKE, H. (1982): Análisis y distribución de facies del Cretácico inferior del prebético en la Provincia de Alicante. Cuadernos de Geología Ibérica, Vol. 8, pp. 563-578.
- CHACÓN, B. y MARTÍN-CHIVELET J. (2005): Subdivisión litoestratigráfica de las series hemipelágicas de edad Coniacense-Thanetiense en el Prebético oriental (SE de España). Revista de la Sociedad Geológica de España, nº 18 (1-2).
- CHACÓN, B. (2002): Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica: estratificación de eventos y evolución de la cuenca. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- CHACÓN, B. y MARTÍN-CHIVELET, J. (2001a): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtense medio en Aspe (Prebético de Alicante). Rev. Soc. Geol. España, nº 14 (1-2), pp. 123-133.
- CHACÓN, B. y MARTÍN-CHIVELET, J. (2001b): Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético, Caracterización biocronoestratigráfica. Geo-Temas 3 (2), pp. 177-180.
- CHACÓN, B. y MARTÍN-CHIVELET, J. (2003): Discontinuidades estratigráficas regionales en las sucesiones hemipelágicas finicretácicas del prebético (sector Jumilla-Callosa-Aspe). Journal of Iberian Geology, nº 29, pp. 89-109.
- DARDER, B. (1945): Estudio geológico del sur de la provincial de Valencia y norte de la de Alicante. Bol. Inst. Geol. España, Madrid, t. LVII, nº 1, pp.1-304: t. LVII, nº 2, pp. 307-775.
- DE RUIG, M. J. (1992): Tectonosedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). Tesis doctoral, Univ. Libre de Ámsterdam, 207 p.
- LERET, G.; CÁMARA, P. y LERET, I. (1982): Aportación al conocimiento Estratigráfico y sedimentológico del Cretácico en la Zona Prebética oriental (transversal de Villena-Alicante). Cuadernos de Geología Ibérica, 8: 465-599.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1992): Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la margen Bética (altiplanos de Jumilla-Yecla, Murcia). Tesis Doctoral.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1994): Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla-Yecla (Zona Prebética). Cuadernos de Geología Ibérica, nº 18, pp. 117-173.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1995): Sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, upper Cretaceous, Betic continental margin (Spain). Journal of Sedimentary Research B65 (2), pp. 235-254.
- MARTÍN-CHIVELET, J. y CHACÓN, B. (2004): Evolución sedimentaria paleogeográfica del Prebético. Ciclo V. En Vera (ed.): Geología de España, S.G.E. Madrid, pp. 369-370.
- MARTÍN-CHIVELET, J. y CHACÓN, B. (2007): Event stratigraphy of the upper Cretaceous to lower Eocene hemipelagic sequences of the Prebetic Zone (SE Spain): record of the onset of tectonic convergence in a passive continental margin. Sedimentary Geology, nº 197, pp. 141-163.

- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. y ME-GÍAS, A. G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona prebética. Cuadernos de Geología Ibérica, nº 8, pp. 597-614.
- MOLINA, F. J. (2016): El sílex del Prebético y Cuencas Neógenas en Alicante y sur de Valencia, su caracterización y estudio aplicado al Paleógeno medio. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 980 pp.
- MOLINA, F. J. y MOLINA, M. (2021): Benifallim: Historia natural de un municipio de la montaña alicantina. Ed. Serradals, 498 pp.
- MONTOYA, P. y SÁNCHEZ, E. J. (2000): Camilo Visedo: Coleccionista e Investigador. En Aura J. E. y Segura J. M. (coords.): Catálogo del Museu Arqueològic Municipal Camil Visedo Moltó. Alcoi, 275 p.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1982): Paleogeografía de la zona Prebética durante el Cretácico. Cuadernos de Geología Ibérica, nº 8, pp. 615-633.
- VERA, J. A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. In: Ziegler, P. A.; Cavaza, W.; Robertson, A. H. F. y Crasquin-Soleau, S. (Eds): Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins And Pasive Margins. Mémoires du Muséum National d'Historie Naturelle, nº 186, pp. 109-143.
- VERA, J. A. (2004): Geología de la Cordillera Bética. En Alfaro, Andreu, Estévez, Tent Manclús y Yébenes (eds.): Geología de Alicante, pp. 15-36, Universidad de Alicante.
- VILAS, L.; CASTRO, J.M.; MARTIN-CHIELET, J.; COMPANY, M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. ARIAS, C.; CAHCÓN, B.; DE GEA, G.A. y ESTÉVEZ, A. (2004): El Prebético del sector oriental. En J. A. Vera (Ed.): Geología de España. SGE-IGME, Madrid, pp.
- VILAS, L.; MARTÍN-CHIVELET, J.; ARIAS, C.; GIMÉNEZ, R.; RUIZ-ORTÍZ, P. A.; CASTRO, J. M.; MASSE, J. P. y ESTÉVEZ, A. (1998): Cretaceous carbonate platforms of the Spanish Levante. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. 15th IAS International Congress of Sedimentology. Alicante, Universidad de Alicante.
- VISEDO, C. (1922): Notas geológicas, paleontológicas y orogénicas. En R. Visedo: Historia de Alcoy y su región. Alcoy, Imprenta El Serpis, pp. 36-64.



**unión
alcoyana
seguros**