

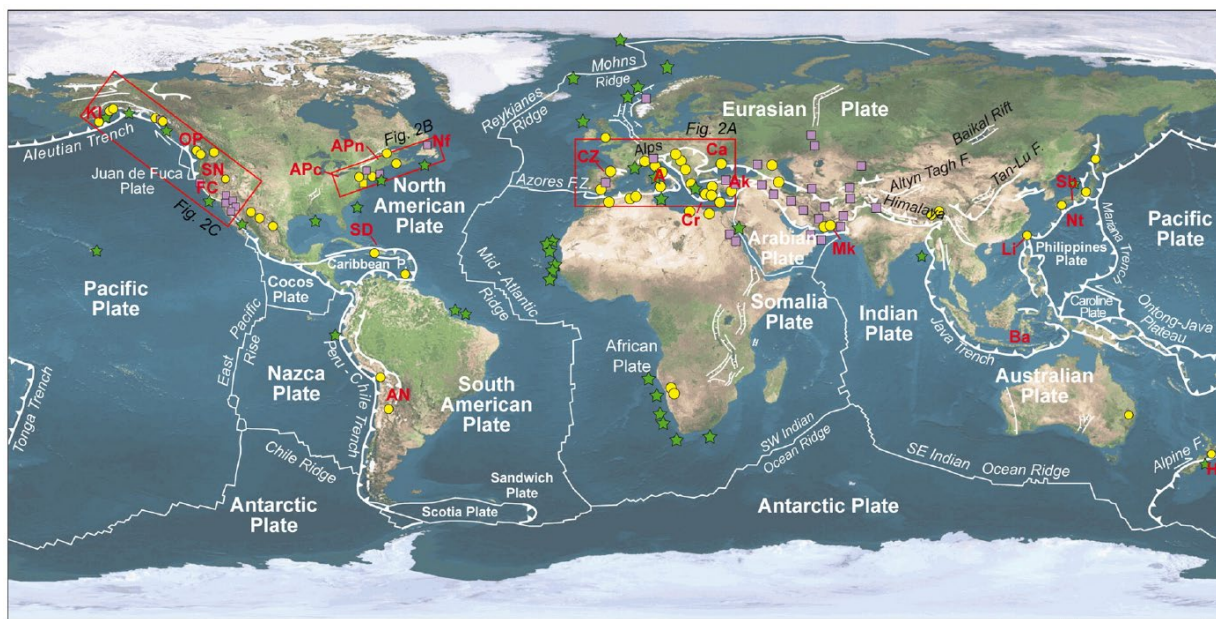
LAS UNIDADES OLISTOSTRÓMICAS DEL ANTEPAÍS BÉTICO

1. Introducción. Origen y significado de los olistostromas en la evolución de los cinturones orogénicos

El termino mezcla (*mélange*) se ha utilizado profusamente para denominar unidades rotas y caóticas de diferentes edades y contextos. Las *melanges* están generalmente ligadas a contextos geológicos con abundante fragmentación de rocas y liberación de sedimento fino que forma la matriz, junto a desniveles topográficos que los hacen susceptibles de acumularse y trasladarse bajo los efectos de la gravedad. Se han descrito mezclas de rocas con un origen tectónico, otras procedentes de la remoción y emplazamientos en masa mediante procesos gravitacionales, y mezclas formadas a partir de la extrusión en diapiros y volcanes de barro o deslizamientos submarinos. Las *melanges* formadas por bloques exóticos dentro de una matriz de diferentes edades y litologías a partir de procesos gravitacionales, se han denominado de modo genérico **olistostromas** (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013).

El contexto en el que se generan los olistostromas puede ser variado: contextos de borde de plataforma-talud ligados a descompresión, como consecuencia de descensos eustáticos (*Low Systems Tract*), en contextos colisionales con desarrollo de prismas de acreción y el emplazamiento de brechas en sus frentes, estas brechas pueden tener edades diversas y proceder tanto del propio prisma de acreción como de los sedimentos de la cuenca; en cuencas transportadas sobre estos mantos, cuencas *piggy-back*, del desmantelamiento gravitacional de pliegues y otras estructuras. Las dimensiones de estas unidades gravitacionales pueden ser igualmente variadas, desde pocos a centenares o decenas de miles de kilómetros cuadrados, como los deslizamientos submarinos que originan Complejos o Depósitos de Transporte en Masa (MTCs, MTDs) o los Complejos de Vertidos en Masa (MWCs).

La causa que origina los olistostromas se asocia con un sustrato móvil debido al emplazamiento de escamas en un prisma de acreción. Sin embargo, los olistostromas, como cualquier otra unidad sedimentaria, pueden verse involucrados en procesos de carácter tectónico, acentuando el carácter brechoide de su fábrica y dificultando la interpretación de su origen. Los olistostromas representan los productos de antiguos procesos de transporte en masa submarino, que se distribuyen por diferentes orógenos (Figuras 1 y 2) (Festa *et al.*, 2016).



A - Apennines	Ba - Banda arc	HI - Hikurangi	Nt - Nankai trough	● Olistostromes	
Ak - Ankara mélangé	Ca - Carpathians	KI - Kodiak Island	OP - Olympic Peninsula	■ Olistostromes overprinted by tectonics	
AN - Andean Precordillera	Cr - Crete Island	Li - Lichi mélangé	Sb - Shimanto belt	★ Giant landslides/collapse on continental margins and accretionary wedges (area >1000 km ²)	
APc - Central Appalachians	CZ - Cantabrian Zone	Mk - Makran	SD - Santo Domingo		
APn - Northern Appalachians	FC - Franciscan Complex	Nf - Newfoundland	SN - Sierra Nevada		

Figura 1. Distribución global de los principales olistostromas y depósitos de deslizamientos submarinos (Festa *et al.*, 2016)

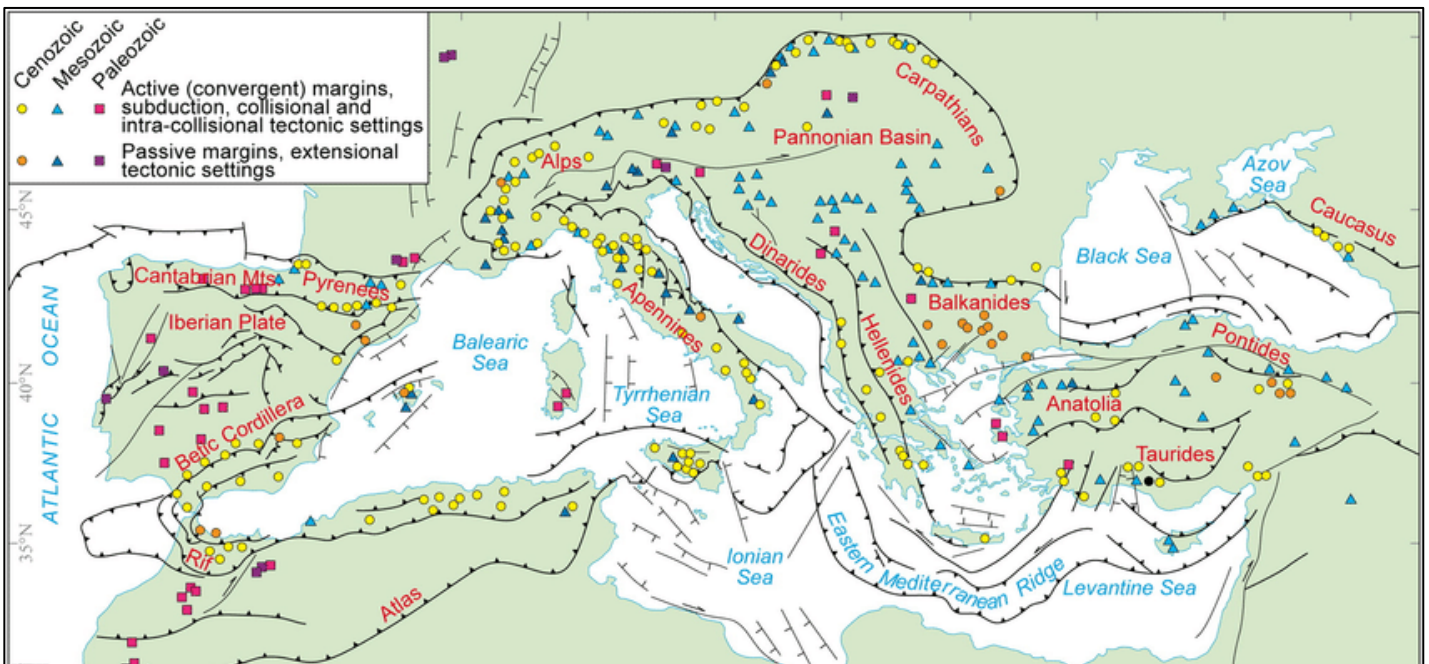
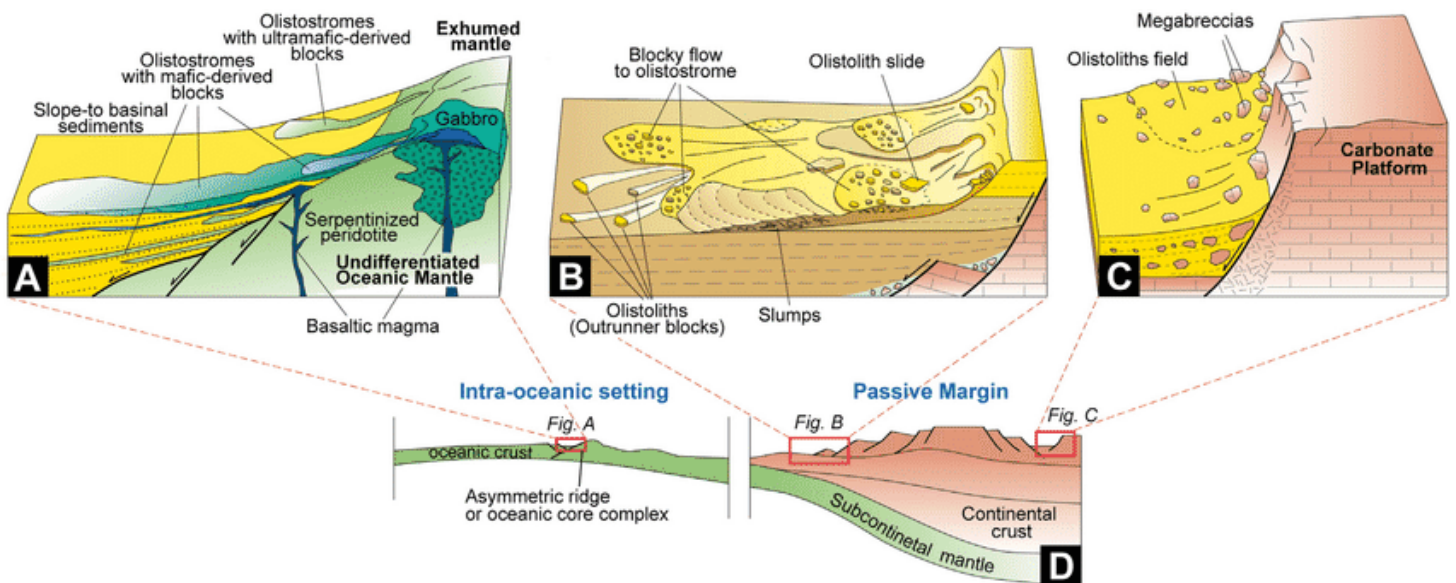


Figura 2. Distribución de olistostromas y depósitos de transporte en masa (MTDs) en la región Circum-Mediterránea y otros cinturones orogénicos (Tomada de Festa *et al.*, 2016)

La composición litológica, la estratigrafía y las características estructurales de los olistostromas reflejan todo un espectro de procesos de transporte en masa durante su desarrollo a través de fases de deformación de múltiples etapas. La fisiografía general y la configuración tectónica de sus depocentros, la naturaleza, la escala y la velocidad de los mecanismos de transformación en pendiente descendente, y los eventos climáticos globales, son los principales factores que controlan la estructura interna y la estratigrafía de los olistostromas. Según los contextos tectónicos de su formación, los olistostromas se clasifican en los siguientes tipos: (i) margen pasivo (Figura 3), (ii) margen convergente y subducción-acreción y (iii) colisional e intracolisional (Figura 4).



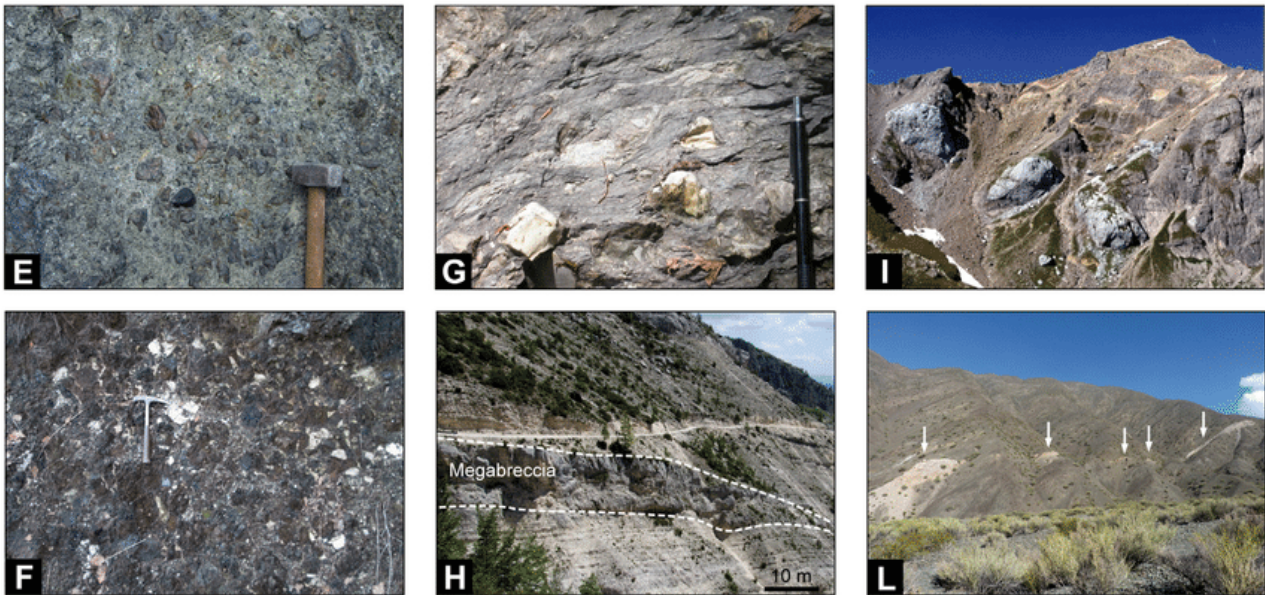
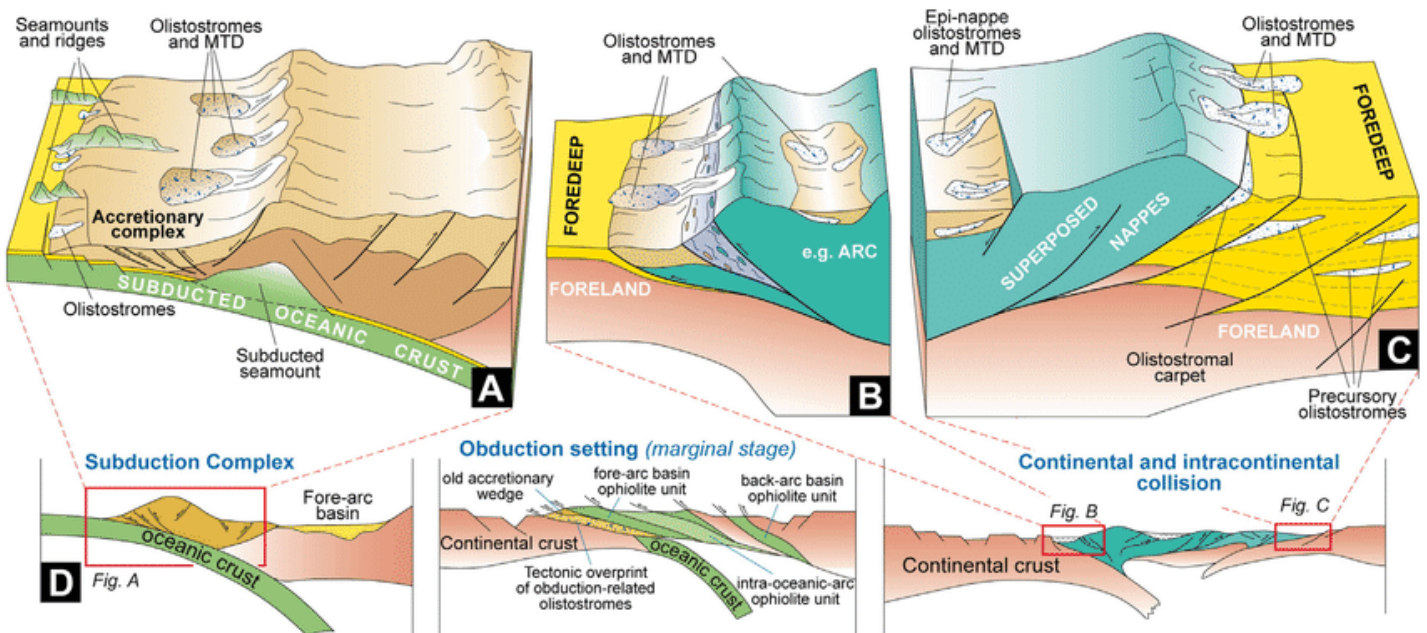


Figura 3. Modelos conceptuales para la formación y los mecanismos de emplazamiento de olistostromas y MTD antiguos asociados con diversas etapas de evolución *rift-drift* de los márgenes pasivos: (A) Ajustes intraoceánicos, cerca de la dorsal de expansión del fondo oceánico); (B) margen pasivo en la transición océano-continente (OCT), y (C) colapso de una plataforma carbonatada, (D) Olistostromas representados en los tres modelos conceptuales A a C. Ejemplos de campo que muestran: (E) clastos redondeados a angulares de rocas ultrabásicas en una matriz de grano fino a medio de la misma composición, derivados de procesos de transporte en masa en entornos intraoceánicos (Unidades de Liguria, Apeninos del Norte, Italia); (F) Debris-flow con clastos polymícticos redondeados a angulares de rocas ultrabásicas y una sucesión de cobertura oceánica (Unidades de Liguria, Apeninos del Norte, Italia, cortesía de E. Barbero); (G) Debris-flow fangoso (olistostroma) del complejo basal Modino (Apeninos del Norte, Italia, cortesía de C.C. Lucente), que muestra las características deformacionales relacionadas con el flujo de los clastos de carbonatos no consolidados en una matriz arcillosa; (H) decenas de metros de espesor de megabrechas canalizadas blancas, compuestas de bloques de plataforma dentro de una calcilita hemipelágica del Cretácico Superior (Montaña Majella, Apeninos centrales, Italia); (I) Megabrecha del Cretácico Superior de caliza (Muttekopf, Alpes calcáreos, Austria). La ladera de la montaña tiene unos 300 m de altura; (L) bloques (decenas de metros de tamaño) de carbonato de plataforma de color blanco (flechas blancas) en una matriz de lutita oscura Ordovícica (Valle de Los Ratones, Precordillera de Argentina). La ladera de la montaña tiene alrededor de 1000 m de altura. (Tomada de Festa *et al.*, 2016)



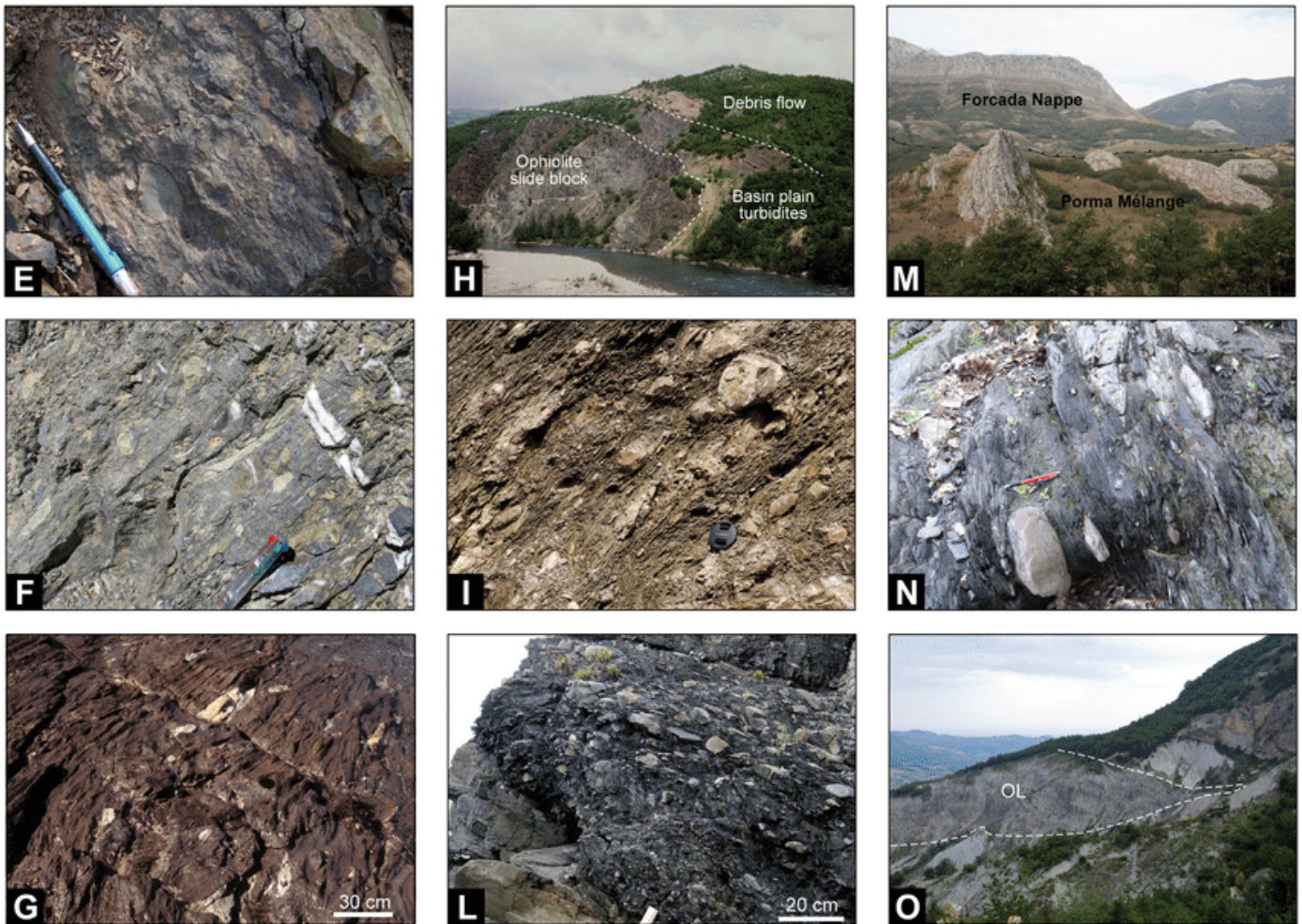


Figura 4. Modelo conceptual para la formación y emplazamiento de olistostromas y MTD antiguos asociados con (A) márgenes convergentes y subducción de la corteza oceánica y (B) colisión y (C) contextos tectónicos intracolisionales. (D) Olistostromas representados en los tres modelos conceptuales A a C y acreción de un manto litosférico. Ejemplos de campo de olistostromas asociados con tectónica de margen convergente y subducción de la corteza oceánica: (E) bloques redondeados a alargados (calizas profundas, mudstone silicificada y limolita) incluidos en una matriz brechificada formada por debris-flow en el frente del prisma de acreción Ordovícico medio; (F) primer plano de la brecha (Panoche Road, Franciscan Complex, California) con clastos de rocas metavolcánicas y metagrauvaca, creados por debris-flow alojados en la trinchera; (G) exposición costera del olistostroma de Pahaoa (Rocas de Glendu, costa este de Nueva Zelanda); (H) sucesión volcada que muestra un gran bloque ofiolítico (varios cientos de metros de ancho) incrustado en una secuencia turbidítica, (Complejo Casanova Cretácico Superior, Apeninos del Norte, Italia); (I) debris-flow con bloques de una sucesión de cobertura oceánica en una matriz cizallada (Complejo de Casanova, Apeninos del Norte, Italia); que se formó en la parte frontal del prisma de acreción de Liguria (es decir, retro cuña alpina) en el Cretácico Superior. Ejemplos de campo de olistostromas asociados con tectónica de colisión e intracolisión: (L) Olistostroma precursor de la porción superior de la Formación Macigno Costiero (área de Cinque Terre, La Spezia, Apeninos del Norte, Italia) del Oligoceno; (M) alfombra olistostromal frente a los mantos de Bodón y Forcada que muestran olistolitos grandes dentro de la mélanges de Porma (Zona Cantábrica, norte de España) del Carbonífero; (N) alfombras olistostromales que muestran un debris-flow emplazado en el muro del Alóctono Tacónico y que muestra elementos de fábrica de sobrecarga tectónica. Los bloques exóticos muestran formas lenticulares producidas por cizallamiento tectónico (río Hoosic en Schaghticoke Gorge, este de Nueva York, Central Apalaches - EE. UU.); (O) vista panorámica de un epi-manto de olistostroma, emplazado dentro de la sucesión del prisma a techo de la cuenca, del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, y la parte superior de las Unidades de Liguria (Apeninos del Norte, Italia). (Tomada de Festa *et al.*, 2016)

Las repeticiones sistemáticas de estos diferentes tipos de olistostromas en diferentes cinturones orogénicos proporcionan marcadores excelentes para la sincronización de varios eventos tectónicos durante la evolución del ciclo de Wilson en las cuencas oceánicas. Los olistostromas se conservan mejor en los paleomárgenes activos, cubriendo vastas áreas de miles de km², donde fueron sometidos a una significativa traslación hacia abajo, hasta cientos de kilómetros. La incorporación de olistostromas en complejos de acreción de zonas de subducción y cinturones orogénicos tiene lugar durante episodios discretos de eventos tectónicos, y su fábrica primaria (sedimentaria) es comúnmente retrabajada y sobreimpresa por fases posteriores de eventos tectónicos y metamórficos.

Los complejos de deslizamiento submarinos evolucionan conforme desciende la pendiente mostrando distintas zonas relacionadas con el transporte en masa y los mecanismos de deformación. Las potentes porciones dominadas por la matriz y por

matriz cizallada representan los productos de dicha deformación progresiva (de extensional a compresional, y su combinación). La evolución de una masa deslizante implica varias etapas desde aceleración a deposición, con erosión del sustrato por la carga dinámica (Figura 5).

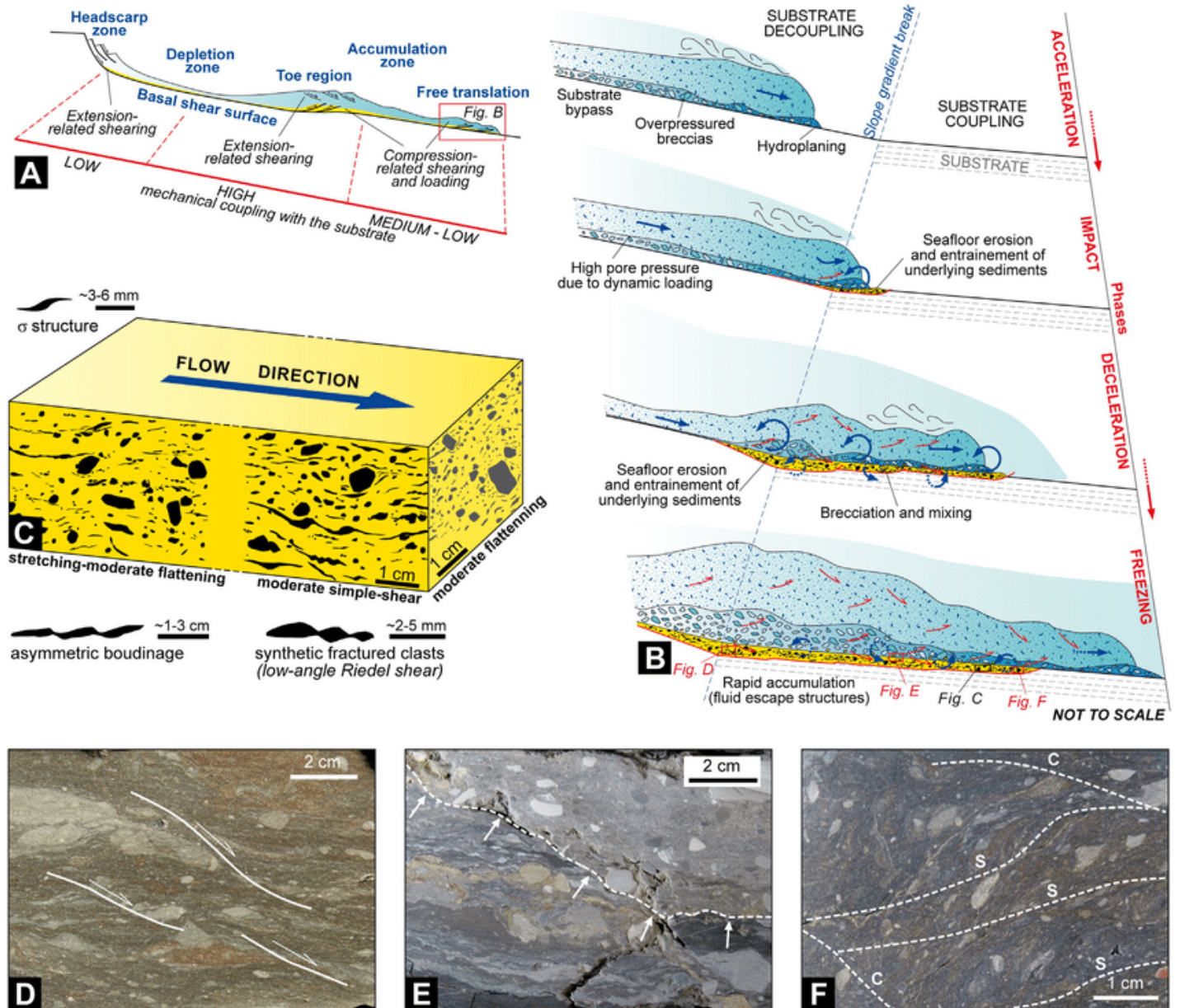


Figura 5. Perfil conceptual de la transformación descendente de olistostromas. (A) Los complejos de deslizamiento submarinos evolucionan conforme descendiendo la pendiente, mostrando distintas zonas relacionadas con el transporte en masa y los mecanismos de deformación. Las porciones dominadas por la matriz y por matriz rica en zonas de cizalla, relativamente potentes, representan los productos de dicha deformación progresiva (de extensional a compresional, y su combinación). (B) La evolución progresiva de diferentes fases de una masa deslizante, que implica varias etapas desde aceleración a deposición, con énfasis en la erosión del sustrato relacionada con la carga dinámica. (C) Diagrama de bloques de un cuerpo olistostromal y su dirección de flujo, que muestra la deformación por cizallamiento simple de los clastos en su base. Fotografías de muestras de mano pulidas de la zona de cizallamiento basal de olistostromas en los Apeninos del Norte (Italia): (D) Las capas cizalladas extensivamente muestran un corte transversal de anisotropía plana mediante superficie de cizallamiento extensional de bajo ángulo (cizalla R: líneas blancas); (E) superposición a lo largo de una superficie erosiva (flechas blancas y línea punteada) de un cuerpo lenticular brechificado sobre capas esquistosas extensivamente cizalladas; (F) zona de cizalla contractiva, que muestra la reorientación de los clastos duros alargados a una fábrica S-C (líneas discontinuas blancas).

2. Unidades olistostrómicas del antepaís bético

2.1. Contexto geológico

Los episodios compresivos que resultan de la convergencia entre África e Iberia culminan con la colisión/obducción entre ambas placas, lo que, además de la Cordillera Pirenaica en el norte, origina en el sureste un orógeno simétrico con vergencia hacia el norte (**Cordillera Bética** en la Península Ibérica) y hacia el sur (Rif y Tell, en el N de África) (Figura 6). Sería, por tanto un contexto tectónico colisional, representada en B-C en la Figura 4.

Así, la Cordillera Bética conforma el segmento más occidental del orógeno Alpino en el Mediterráneo, y enlaza a través del Arco de Gibraltar con las cadenas del norte de África (Figura 7) (véanse los apartados correspondientes del contexto “El rifting de Pangea y las sucesiones mesozoicas de las Cordilleras Bética e Ibérica”).

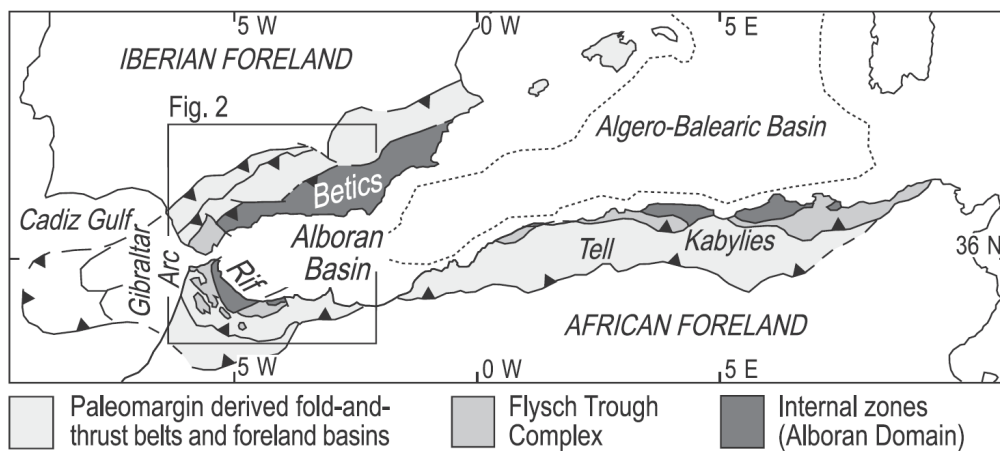


Figura 6. Principales dominios tectónicos del Mediterráneo occidental (Tomada de Crespo-Blanc *et al.*, 2016)

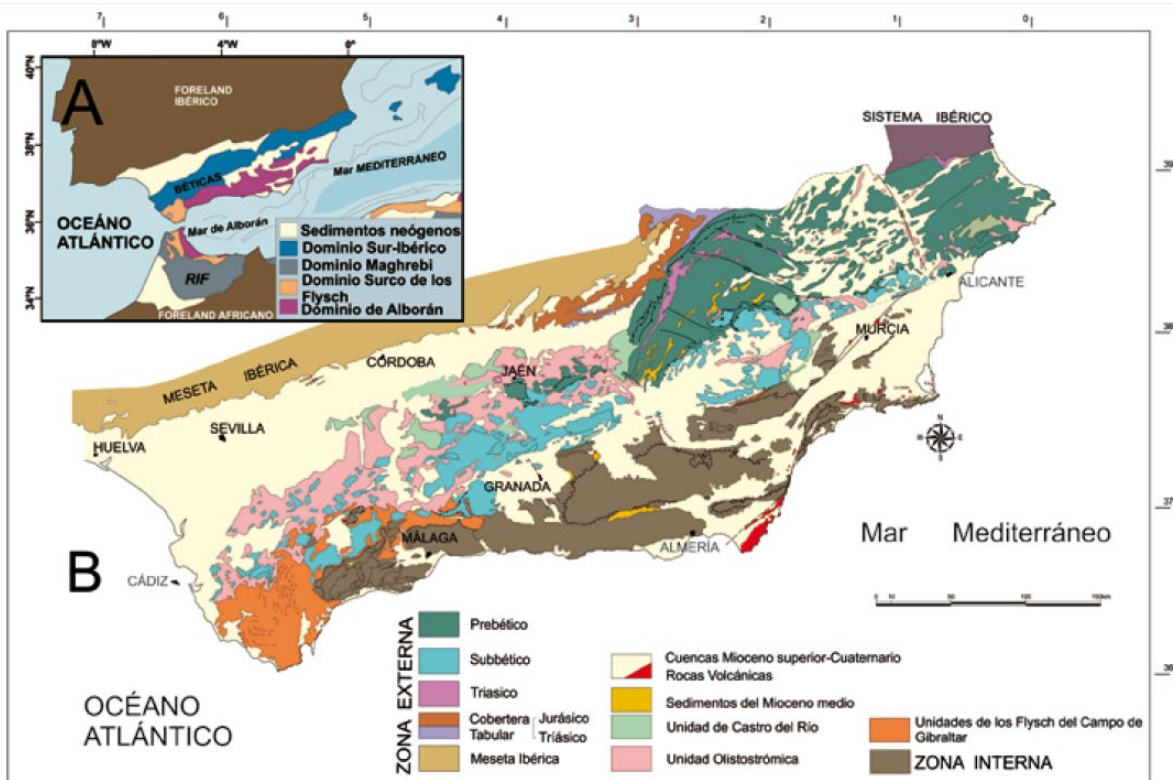


Figura 7. Posición de la Cordillera Bética en el contexto del Mediterráneo Occidental. B. Mapa geológico sintético de la Cordillera Bética (Tomada de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

Al norte de la Cordillera Bética, en el antiguo margen del microcontinente de Iberia, el llamado Paleomargen Sudibérico (PS), la situación tectónica llevó al desarrollo de una flexura litosférica, un plegamiento de la litosfera que dio lugar a una cuenca situada al frente del sistema montañoso que se estaba levantando más al sur. En principio, esta cuenca, situada entre el Macizo Ibérico y la Cordillera Bética, actuó como cuenca de antepaís (actualmente es una de las cuatro grandes cuencas cenozoicas de la Península Ibérica): la cuenca del Guadalquivir.

Respecto a su entorno paleogeográfico, el borde noroccidental permaneció siempre estable (sin movimientos tectónicos de envergadura) aportando continuamente sedimentos a la cuenca provenientes de la erosión de sus relieves, que llegaron a ser muy suaves. Por contra, el borde suroriental estuvo en constante elevación, con movimientos y deslizamientos frecuentes, lo cual originó un aporte mayor de sedimentos y de mayor complejidad que los primeros. Como consecuencia de esta dinámica se produjeron dos tipos claramente diferenciados de sedimentos. Por un lado, los llamados materiales autóctonos, que son aquellos que se depositaron in situ, formados en la propia cuenca de sedimentación (los correspondientes en su mayoría al dismantelamiento de los relieves del borde noroccidental) y por otro, los llamados alóctonos o parautóctonos que se formaron en otras áreas fuera de la cuenca y que fueron emplazados dentro de ésta a consecuencia de movimientos tectónicos importantes (son los materiales que se conocen tradicionalmente como **olistostromas** y que provienen del borde suroriental).

2.2. Complejo extensional Subbético (CES)

Al conjunto formado por la Unidad Olistostrómica, los tectonosomas, más los sedimentos contemporáneos de estructuración extensional (Unidad de Castro del Río) (Figura 7) se le denomina genéricamente **Complejo Extensional Subbético (CES)** (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013):

- La **Unidad Olistostrómica, UO**, es una mezcla de cuerpos rocosos, arcillosos y yesíferos, procedentes del primitivo prisma acrecional del orógeno Bético formado entre el Langhiese superior-Serravaliense inferior (15-13 Ma). Las características mecánicas de su matriz, alta plasticidad y baja competencia, han contribuido al desarrollo de los abundantes despegues extensionales responsables de su estructuración.
- Los **tectonosomas** son bloques de sedimentos mesozoicos y cenozoicos pre-langhienses, con orden estratigráfico y estructura interna, tectónicamente relacionados con la UO y vinculados en origen también al primitivo prisma de acreción bético.
- La **Unidad de Castro del Río** (Serravaliense superior-Tortonense inferior, 13-8.5 Ma) se depositó discordante sobre la UO y los tectonosomas, al mismo tiempo que el conjunto era extendido al O-SO, como consecuencia del colapso gravitacional que los afectó.

El conjunto UO, tectonosomas y Unidad de Castro del Río, (CES), fue afectado por extensión desde hace 13 Ma y sellado a partir de 8.5 Ma por sedimentos cada vez más jóvenes cuanto más al oeste. La UO, tectonosomas y Unidad de Castro del Río constituyen elementos sinorogénicos directamente relacionados con la estructuración miocena que actualmente presenta el Dominio Subbético. El desarrollo del Complejo Extensional Subbético (13 Ma-actual), el final del emplazamiento de las escamas del Arco de Cazorla (posterior al Tortonense inferior, < 11.6 Ma), el despegue extensional entre los Complejos Alpujarride y Nevado Filabride (Serravaliense Sup.-Tortonense inferior, 12-8.5 Ma) y la formación de las cuencas intramontañosas en el contacto Zona Interna-Externa (12-8.5 Ma) fueron procesos parcialmente coetáneos. Todos estos procesos se enmarcan bien en la situación geodinámica hoy generalmente aceptada para el arco mediterráneo occidental, durante el Mioceno medio-superior (véase el contexto “La extensión miocena en el Dominio de Alborán”).

- La **Unidad Olistostrómica (UO)** ha sido ampliamente reconocida y cartografiada desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, y por el sur hasta los límites con el Complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar y la parte más septentrional de la Zona Interna (Figura 8) (Roldán *et al.*, 2012; Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013). La UO corresponde a una megabrecha resultado de la mezcla de cuerpos rocosos procedentes del primitivo Arco Bético formado tras la colisión del Paleomargen de Iberia con el Bloque Cortical de Alborán.



Figura 8. Mapa de situación general de la Cuenca del Guadalquivir y de la Unidad Olistostrómica (Tomada de Roldán *et al.*, 2016)

Presenta toda la gradación granulométrica posible, desde lutitas o arenas y brechas de clastos centimétricos (debritas), a olistolitos deca y hectométricos formando olistostromas. Son igualmente frecuentes los olistolitos de diversas dimensiones, generalmente homogéneos en cuanto a su composición, yeso, dolomías, rocas subvolcánicas, calizas y margocalizas. La matriz está compuesta de sedimentos pelítico-yesíferos junto con otros margosos de edades comprendidas entre el Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior. Se hallan incorporados bloques procedentes de la Zona Interna en la UO a partir del meridiano 4° W. Se reconocen olistolitos procedentes del Complejo de los flyschs a partir de $4^{\circ} 30'$ W, desde Campillos (Málaga) hasta Paterna de la Rivera (Cádiz). Paralelamente a esta distribución también existe una gradación en el tamaño de los bloques, que son menos voluminosos hacia las áreas más externas.

La estratificación interna de los olistolitos puede utilizarse como referencia de su posición dentro de la megabrecha, por lo que es frecuente encontrar ejemplos en posición perpendicular a las direcciones de flujo de las facies más finas que los albergan, lo que implica flujos densos. En otras ocasiones la estratificación interna es paralela a las direcciones de flujo de las facies envolventes (Figura 9A) y se denominan losas flotantes (*floating slabs*).

Según estos autores, en las zonas donde abundan los olistostromas pueden diferenciarse los siguientes tipos facies:

Facies de brechas estratificadas formadas por estratos de decenas de centímetros a varios metros de espesor y mediana continuidad lateral, generalmente varias decenas de metros. A veces la morfología de los estratos no es plano paralela y terminan acuñaándose o presentan bases pseudocanalizadas y erosivas (Figuras 10 B, D y E). Las brechas estratificadas, cuando son de granulometría uniforme suelen estar embebidas en una matriz areno-arcillosa que soporta los cantos. No se observan estratos con facies sin matriz, lo que evidencia que los flujos eran densos, cohesivos y con abundante matriz plástica. El ordenamiento interno de estos estratos suele mostrar gradación normal en unos casos e inversa en otros, esta última resultado del tamizado cinético de los sedimentos en su marcha a posiciones topográficamente más bajas. Las facies se corresponden con depósitos emplazados a partir de procesos gravitacionales con flujos de cantos y granos (*debris* y *grain flows*).

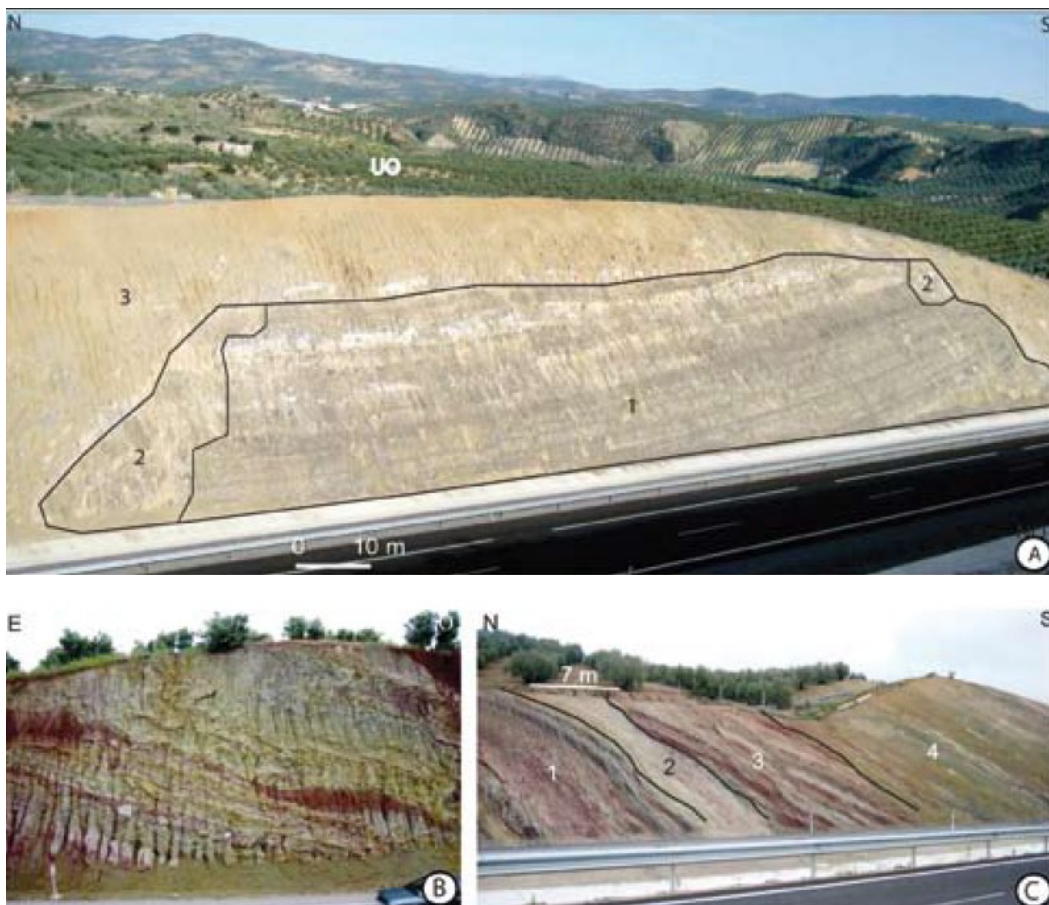
Dentro de las facies estratificadas pueden ser diferenciadas unas subfacies ricas en sedimento fino con un porcentaje minoritario de cantos y organizadas en estratos más irregulares y discontinuos. Abundan los ejemplos de gradación inversa, estructuras *dish* y en llama (*flame structures*) que evidencian procesos de licuefacción y fluidificación, típicos de flujos con abundante agua intersticial. Comunes son también los ejemplos de pliegues intraformacionales (*slumps*), a favor de las pendientes deposicionales. Los procesos invocados para el depósito de estas facies son fundamentalmente de flujos de granos y lodo (*grains* y *mud flows*) (Figuras 9 C y E).

Facies masivas generalmente formadas por cantos y bloques de dimensiones centimétricas a decimétricas, de litología variada en la que se reconocen las formaciones triásicas, jurásicas, cretácicas y cenozoicas pre-langhienses de la Zona Externa, y en menor proporción de la Interna y del Complejo del Surco de los Flyschs. Los estratos son difíciles de observar y cualquier otra estructura de ordenamiento interno está ausente, los espesores varían en muy corto espacio entre 0,5 y 2,5 m. Son frecuentes las cicatrices erosivas internas que amalgaman las sucesivas coladas producidas por avalanchas de brechas (*debris flows*) (Figuras 9 D y E).

Todo este cortejo de facies descrito señala, en origen, un medio de depósito en el que los procesos sedimentarios estuvieron dominados por el emplazamiento en masa de flujos de sedimentos y deslizamientos de olistolitos y olistostromas de diferentes dimensiones, condicionados por la pendiente deposicional, genéricamente denominados Vertidos de Flujos en Masa (*Mass-Wasting Flows*) o Complejos de Transporte en Masa (*Mass-Transport Complexes*, MTD y MTC).

Dado el carácter ampliamente alóctono de la UO no es frecuente observar nítidamente su contacto estratigráfico basal. El contacto basal de la UO por lo general es una falla de bajo ángulo que se muestra como una franja de escasa reflectividad sísmica, consecuencia de la intensa deformación producida en los sedimentos a los que se superpone. En muchos puntos el carácter caótico de las reflexiones no permite determinar con precisión la naturaleza del contacto.

A partir del punto más avanzado del cuerpo olistostrómico (*tip*), los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir dibujan un claro solapamiento (*on-lap*) sobre la masa alóctona. El contacto superior suele mostrar los sedimentos de edad Serravaliense-Tortonense inferior (Unidad de Castro del Río) deformados como consecuencia del transporte sufrido sobre el olistostroma y solapados discordantemente por sedimentos progresivamente más jóvenes hacia el O.



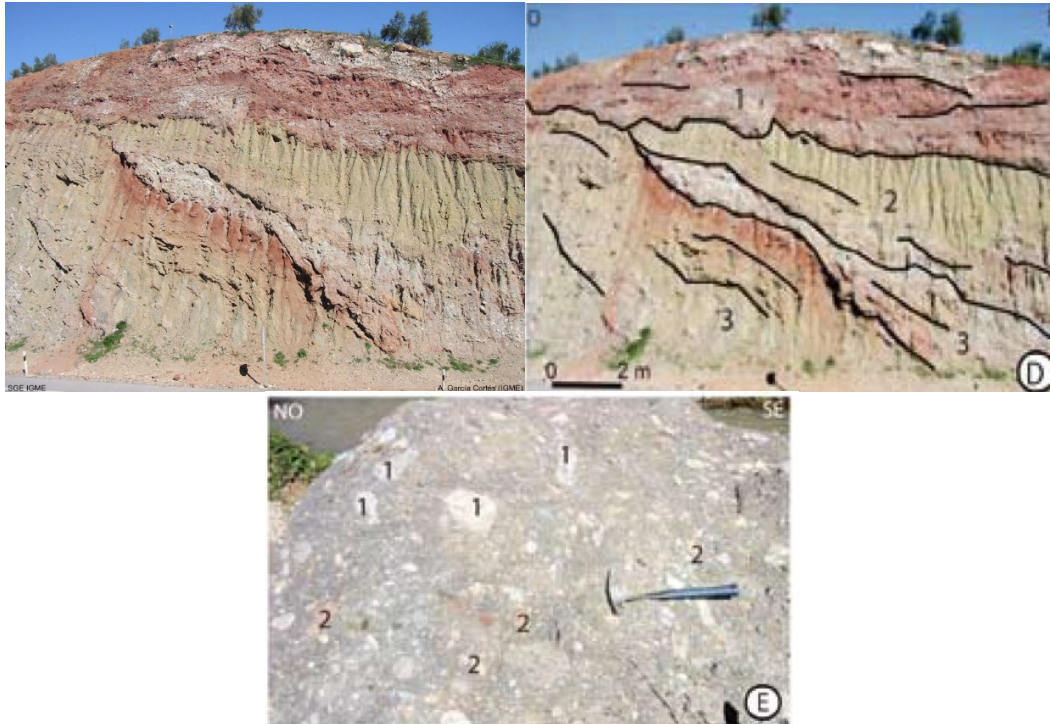


Figura 9. Aspecto de campo de algunos afloramientos de la Unidad Olistostrómica. A. Detalle de olistolito acomodado paralelamente a la estratificación general (*floatstone*). 1. Olistolito de Dolomías triásicas; 2. Facies de brechas en la periferia del olistolito; 3. Facies arcilloso-arenosas nutridas de sedimentos triásicos. B. Facies groseramente estratificadas (flujos de cantos y arcilla). C. Facies arenosas y lutíticas nutridas fundamentalmente de: 1. Sedimentos de edad Triásico; 2. Sedimentos de edad Cretácico superior; 3. Sedimentos de edad Triásico, Cretácico superior y Paleógeno; 4. Sedimentos de edad Mioceno inferior. D. Facies de flujos en masa. 1. Arcillas y yesos; 2. Debritas con matriz arenosa y arcillosa; 3. Brechas. E. Facies de flujos de cantos de varias litologías 1. Clastos de margocalizas de edad Cretácico inferior; 2. Margocalizas de edad Cretácico superior-Paleógeno, matriz yesífera. (Tomadas de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

- La **Unidad de Castro del Río**, que se extiende en afloramientos más o menos continuos desde la Sierra de Cazorla hasta las inmediaciones de Écija y también en los muy numerosos afloramientos menores diseminados por todo el Dominio Subbético (Figura 7), diferenciándose tres tipos de facies:

Facies de arenas y areniscas silíceas suelen ser masivos en la base pasando hacia techo a intercalaciones de areniscas de entre 0,5 y 3 m de espesor y margas blancas de espesores decimétricos. Algunas intercalaciones de areniscas, de espesor centimétrico, son de composición bioclástica. La base de los estratos suele ser plana, la granulometría dominante es de arena fina-media, aunque en ocasiones el tamaño de grano llega a ser de grava media. Las estructuras de ordenamiento interno más abundantes son, laminación paralela y *ripples* de corriente y en menor proporción granoselección normal; en pocas ocasiones se ha observado la base de los estratos canalizada y con granulometrías de tamaño grava. Estas facies se interpretan como turbiditas de facies en posición media-distal de abanicos submarinos no identificados. En áreas próximas al contacto con la Unidad Olistostrómica subyacente se observa un gran desarrollo de brechas intraformacionales, *slump* y otras estructuras generadas por inestabilidad, lo que sugiere un fondo de cuenca inestable y móvil contemporáneo del depósito de esta unidad (Roldán, 1995).

Facies de margas blancas se intercalan entre las areniscas y arenas silíceas, suelen ser de color crema, verdes y rojas hacia la base, que denotan una clara contaminación de la UO subyacente. A medida que se asciende en la secuencia dominan las tonalidades de color crema y blancas. También, las facies de margas blancas pueden, en algunos sectores, reposar directamente sobre la UO, en estos casos se presentan con estratificación masiva y brechas intraformacionales con evidencias de deformación sinsedimentaria. En líneas generales la secuencia deposicional de la parte basal de la Unidad de Castro del Río es estrato y grano-decreciente. Estas margas blancas con intercalaciones de areniscas del techo de la secuencia, aun contienen esporádicos niveles de areniscas cuarzosas, algunos de ellos de marcado carácter turbidítico. Esto se interpreta como los últimos periodos de actividad de los sistemas turbidíticos, que dieron lugar a las facies de arenas y areniscas silíceas. Resulta frecuente la presencia de fauna resedimentada, de edades Cretácico-Paleógeno. A techo de la secuencia, en posiciones distales aparecen intercalaciones de diatomitas y otras floras y faunas silíceas, así como niveles de silex de espesor centimétrico.

Facies calcareníticas generalmente rodeando los relieves más prominentes de materiales mesozoicos y cenozoicos del Subbético y Prebético (tectonosomas). Están compuestas por calciruditas y calcarenitas bioclásticas (*rudstone-grainstone*) de fragmentos de briozoos, algas rojas, lamelibranquios, gasterópodos y foraminíferos bentónicos y planctónicos, en este orden de abundancia. Los elementos siliciclásticos no superan el 30 por ciento. El cemento es esparítico y la porosidad móldica e intergranular. Las facies calcareníticas presentan deformaciones sinsedimentarias, tales como discordancias progresivas, *slumping*, areniscas almohadilladas (*sandpillows*) y en algunos afloramientos, un penetrativo diaclasado claramente sinsedimentario. Estas estructuras caracterizan taludes cortos con rápidos cambios a facies de margas blancas, que ocupaban las áreas más profundas generalmente orientadas NO-SE o bien NE-SO. Todo este cortejo de rasgos define el carácter móvil del basamento de estas cuencas asentadas sobre los bloques de techo de las fallas extensionales que las transportaron. Son especialmente ilustrativos los ejemplos de la Hoja MAGNA de Alcaudete. Estos sedimentos fueron interpretados como depositados en cuencas de tipo *piggy-back* desarrolladas sobre la UO y los tectonosomas mientras se desplazaban al O-NO y O-SO.

El contacto inferior está definido por una clara discordancia sobre la UO que dispone discordantemente sedimentos margosos (Figuras 10A y B), y más frecuentemente calcareníticos (Figuras 10C y D). El contacto superior siempre es una discordancia que le superpone una formación cenozoica más joven, de edad entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Los contactos mecánicos también la colocan sobre o bajo la UO o cualquier tectonosoma.

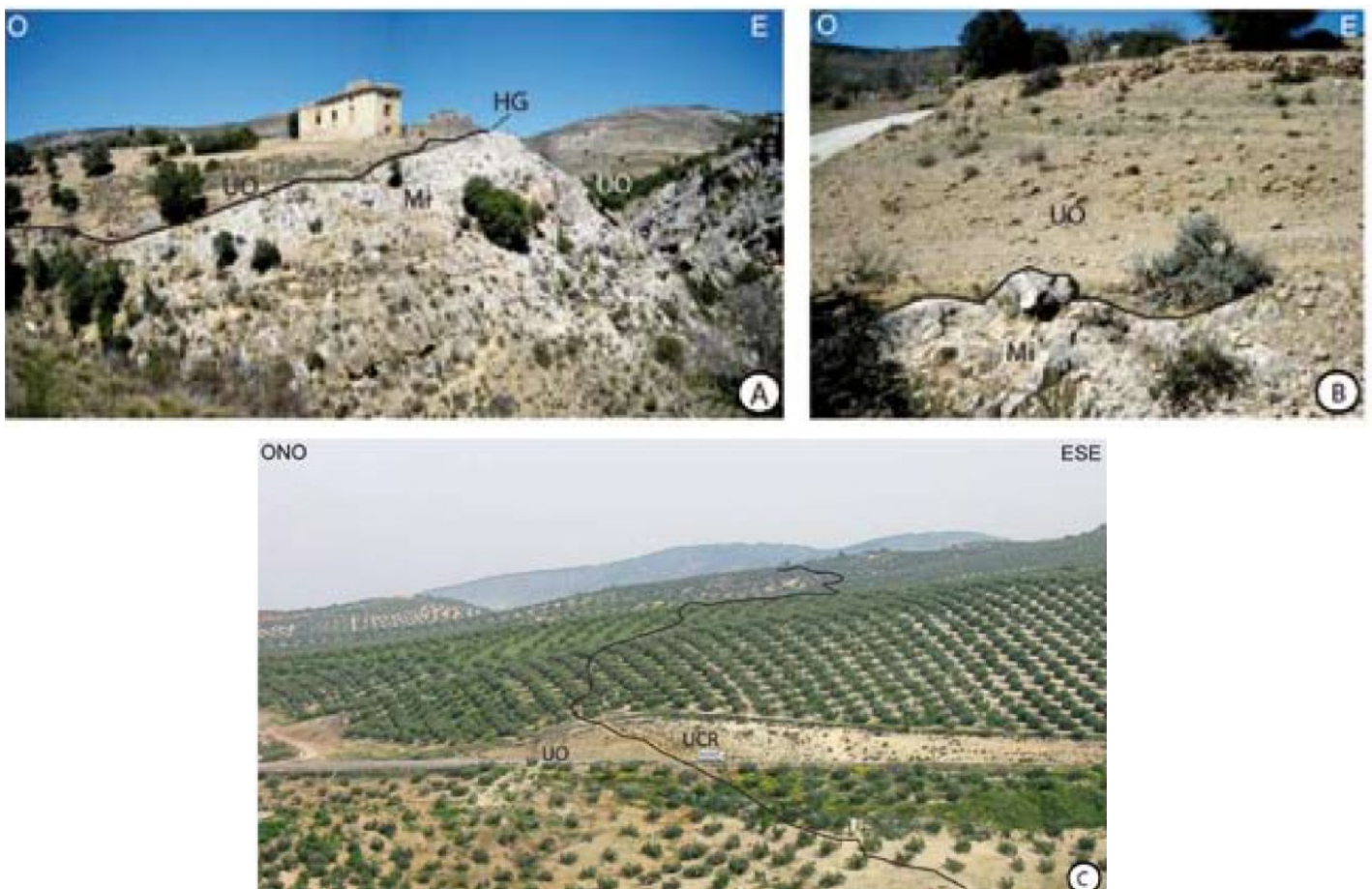


Figura 10. Diversas panorámicas de la relación geométrica entre las unidades sinorogénicas. A. Discordancia basal de la UO, Unidad Olistostrómica; HG. Suelo endurecido con costras ferruginosas; Mi. Calcarenitas de edad Burdigaliense inferior. B. Detalle del contacto anterior. C. Discordancia al techo de la UO con la Unidad de Castro del Río. UO. Unidad Olistostrómica; UCR. Unidad Castro del Río. D. Vista de detalle del contacto entre las Unidades sinorogénicas. UO. Unidad Olistostrómica; UCR-1. Unidad de Castro del Río en facies de calcarenitas; UCR-2. Unidad de Castro del Río en facies de margas. (Tomadas de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

- Los denominados **tectonosomas**: unidades deformadas con disrupción de estratos y bloques diversos, pero que conservan su identidad estratigráfica, litológica y cronológica, no deben ser consideradas como mezclas y deben denominarse tectonosomas, tectonitas o formaciones rotas. Se trata de cuerpos rocosos mayores, incluso plurikilométricos, constituidos

de series mesozoicas y paleógenas de la Zona Externa de la Cordillera Bética. Son elementos de origen ajeno a la cuenca de antepaís que proceden del primitivo prisma de acreción bético, hoy desaparecido. Los olistolitos y brechas polimícticas o debritas presentes en la UO proceden, al menos en gran parte, de la fragmentación secundaria de aquellos y pueden tener su origen dentro de la propia cuenca (endolistolitos y endolistostromas).

Los tectonosomas pueden ser de una sola formación geológica, con una edad bien definida, o pueden contener una o varias sucesiones estratigráficas parciales, de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno medio (Figuras 11A, B, C y D). Presentan deformación interna, fallas y pliegues, sin continuidad fuera de los mismos, es decir tienen una deformación heredada de su estructuración primitiva adquirida durante la estructuración del prisma. En zonas con composición menos definida muestran estratos de litologías variadas como dolomías, calizas, margocalizas, margas y areniscas, rocas subvolcánicas muy deformadas.



Figura 11. A. Sección de la UO en la que se puede ver incluido un tectonosoma formado por sedimentos de edad: 1. Jurásico; 2. Triásico; 3. Cretácico Superior – Paleógeno. B. Panorámica de algunos tectonosomas de edad Jurásico (1), “flotando” sobre la UO, en este ejemplo formada principalmente por sedimentos margosos de edad Cretácico (2). C. Aspecto de la UO con intercalación de facies de distintas edades: 1. Sedimentos de edad Triásico; 2. Sedimentos de edad Cretácico Inferior; 3. Sedimentos de edad Cretácico superior-Paleógeno. D. Facies de brechas con niveles de margocalizas de edad Cretácico Superior y estructura SC que señala el sentido del estiramiento. (Tomadas de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

Los tectonosomas suelen estar limitados y cortados por fracturas resultado de la deformación extensional de carácter dúctil-frágil que ha afectado a todo el conjunto (Roldán *et al.*, 2012b; Azañón *et al.*, 2012). Hacia la periferia los tectonosomas muestran un aumento de la deformación, sus fábricas y estructuras internas pueden estar fragmentadas en losas o bloques muy estirados y reorientados paralelamente a una fábrica planar con abundantes estrías en su base, es decir están estructuralmente ordenados. Junto a esta deformación de carácter extensional es frecuente observar un basculamiento de la estratificación en el sentido contrario al del transporte tectónico.

Los tectonosomas, pueden llegar a tener decenas de kilómetros cúbicos, junto con la UO constituyen una gigantesca brecha que la hace el conjunto tectonoestratigráfico cartográficamente más representado de la cordillera. Los contactos tectónicos de carácter extensional que limitan los tectonosomas hacen posibles todas las relaciones de superposición posibles entre estos, la

UO y la Unidad de Castro del Río. El espesor de la pila constituida por varios tectonosomas y olistostromas superpuestos puede variar entre 300 y más de 1000 m. Esta deformación extensional hace que el Complejo Extensional Subbético, CES, tenga abundantes despegues internos anastomosados. El resultado son frecuentes morfologías cuneiformes en su frente y depresiones irregulares rellenas de sedimentos de la Unidad de Castro del Río, en las partes más retrasadas, muy claras de observar en los perfiles sísmicos (Figura 12).

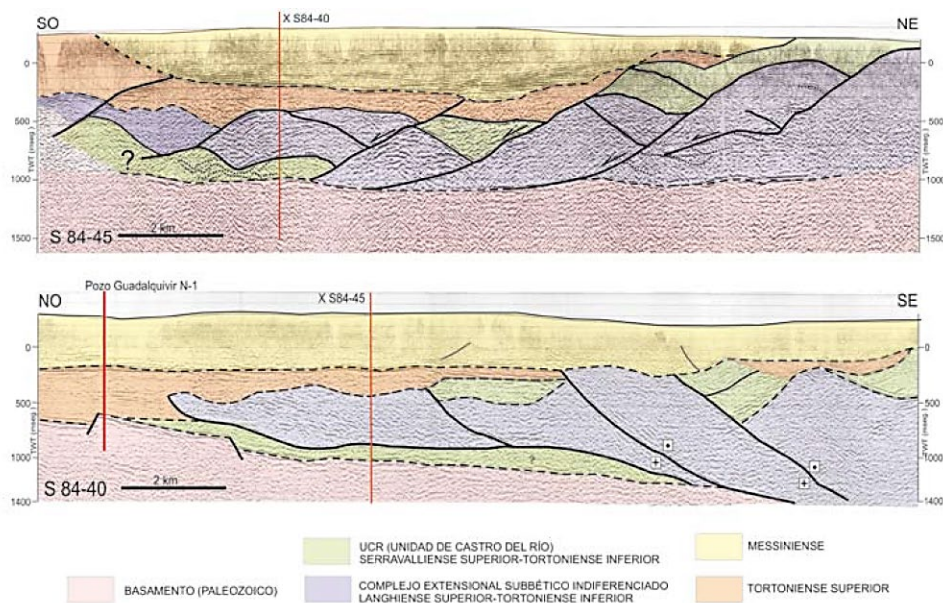


Figura 12. Perfiles sísmicos ortogonales al SO de Córdoba en los que se observa el CES y su relación con el basamento, los sedimentos que sellan el conjunto alóctono, así como el estilo tectónico general (Tomada de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013).

2.3. Modelo para la estructura actual del Dominio Subbético (resumido de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

Para intentar reconstruir en la Cordillera Bética el primitivo sistema prisma acrecional-antefosa (*foredeep*), resultado de la colisión intra-Burdigaliense del Bloque Cortical de Alborán con el Paleomargen Sudibérico, es necesario hacer algunas consideraciones sobre cada una de sus partes:

Prisma acrecional

La presencia de grandes masas alóctonas en las partes convexas de los arcos orogénicos que rodean el Mediterráneo occidental (Sicilia, Apeninos norte, Gibraltar, etc.), ha sido descrita por numerosos autores. En la cara externa del Arco de Gibraltar, ha sido posible diferenciar los depósitos procedentes de procesos gravitacionales de aquellos producidos por procesos tectónicos inherentes a la construcción del prisma acrecional. El segmento desmantelado del primitivo prisma, construido entre el Burdigaliense superior y el Langhiense inferior (18-15 Ma), estaría formado fundamentalmente por unidades del Dominio Subbético más algunas del Prebético meridional, tradicionalmente denominadas Prebético de Jaén, y sus correlativas facies de talud denominadas Unidades Intermedias.

Los fragmentos de este prisma primitivo, constituyen los tectonosomas. La deformación, sobre todo de plegamiento y cabalgamientos, presente en estos bloques mesozoicos y cenozoicos se puede atribuir a las primeras etapas de deformación ligadas a la colisión intracontinental del Dominio de Alborán con el Margen Sudibérico y que culminaría en la construcción del prisma acrecional bético. Por tanto, los bloques (tectonosomas) entre las facies olistostrómicas previamente descritos, procederían del frente de este prisma acrecional y ya tendrían la impronta del sistema de pliegues y cabalgamientos del primitivo Arco Bético.

La UO es una mezcla de cuerpos rocosos, arcillosos y yesíferos, procedentes también del primitivo prisma acrecional, formada entre el Langhiense superior y el Serravalliense inferior (15-13 Ma). El conjunto fue posteriormente desmantelado gravitacionalmente y emplazado hacia el O-SO principalmente entre el Serravalliense superior y el Tortonense inferior (13-8,5 Ma) y continuó de manera más ralentizada entre el Mioceno superior-Cuaternario.

El resultado es una enorme masa de brechas y tectonosomas nutrida fundamentalmente desde el segmento del prisma desmantelado y vertidas en la cuenca adyacente, en la que se depositaban las facies pelágicas de margas blancas de la Unidad de Castro del Río. Al conjunto formado por la UO, los tectonosomas en ella incluidos más la Unidad de Castro del Río discordante indistintamente sobre ambos, todo ello extendido al O-SO desde hace 13 Ma, constituye lo que denominamos Complejo Extensional Subbético (CES).

Un cálculo simple muestra que el CES pudo tener un volumen mínimo de unos 13 000 km³, lo que siendo importante, resulta de dimensiones modestas comparado con los 85 000 km³ del Apenino o como el Complejo olistostrómico del Horse-Shoe, u otros ejemplos como los de Storega en Noruega y Hawaii.

Antefosa (foredeep) adyacente al primitivo prisma acrecional

Las secciones del Pantano de Lorca y Bernaveles, próximas al contacto con la Zona Interna, contienen facies de margas pelágicas desde el Burdigaliense superior al Serravalliense inferior (igual edad que la UO) sin olistostromas ni tectonosomas. Estos afloramientos podrían ser testigos de la primitiva cuenca de *foredeep* adyacente al prisma acrecional, hoy desaparecido. La gran cantidad de fragmentos del prisma acrecional deslizados en la cuenca adyacente, sucesora de la primitiva cuenca de antepaís, pudo modificar su tamaño y morfología, llegando prácticamente a colmatarla, lo que constituye una de las principales características de los Complejos de Vertidos en Masa.

En su extensión al O, el CES tuvo como límite meridional el Dominio de Alborán, límite meridional de las brechas de la UO, y como límite septentrional el antepaís Ibérico. Entre este y el CES se sitúa la Cuenca del Guadalquivir, que se rellenó de sedimentos a partir del Tortoniano superior. La relación del CES con los sedimentos de la Cuenca del Guadalquivir muestra que cuanto más al O, más jóvenes son los sedimentos que lo albergan, lo que permite conocer la cronología de su desplazamiento (Figura 13).

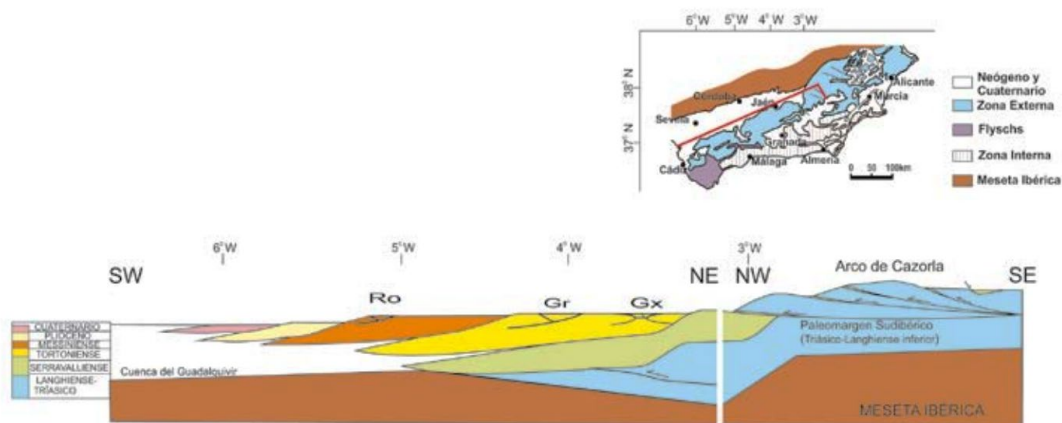


Figura 13. Reconstrucción esquemática (sin escala) de dos transversales ortogonales en la que se relacionan los diversos episodios de extensión que afectan al Complejo Extensional Subbético (CES) con los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir que marcan el carácter diacrónico del proceso. Ro. Cuenca de Ronda; Gr. Cuenca de Granada; Gx. Cuenca de Guadix. (Tomada de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013)

Roldán *et al.*, 2016, interpretan el papel que juega el frente del Complejo Extensional Subbético, como una falla de transferencia “*transfer fault dextra*”, que acopla un importante desplazamiento lateral y que explica la morfología en cuña del frente del olistostroma del Guadalquivir (Figura 14). Las interpretaciones clásicas, que muestran el Olistostroma del Guadalquivir como un manto tectónico-gravitacional de componente NNO, no son compatibles con los últimos trabajos. La cartografía geológica discrimina un Tortoniano autóctono sobre Meseta Ibérica (meridiano de Mengíbar) y paraautóctono desplazado hasta el meridiano de Cabra. Los paleoesfuerzos medidos en el conjunto del Olistostroma y sobre el propio Tortoniano paraautóctono, demuestran rasgos extensionales hacia el SO. La geología de subsuelo señala la ausencia de Tortoniano entre unidades de techo y muro, que sugieren que esta unidad se desplazó antes del depósito de la Unidad Messiniense.

Por tanto, se interpreta que el frente del Olistostroma del Guadalquivir no funcionó como un cabalgamiento regional hacia NNO, sino como una falla transfer dextra que sirvió de límite para el desplazamiento de las unidades del Mioceno superior hacia el

Oeste. Esta falla acumuló un importante desplazamiento lateral, aunque puede ser localmente transpresivo o transtensivo en función de la orientación del contacto. Los desplazamientos estimados entre el Tortonense autóctono (Mengíbar) y el paraautoctono (Cabra), pueden estar en torno a 50-60 Km; si se considera un periodo de tiempo de unos 9 millones de años los desplazamientos medios podrían estar alrededor de 5,5-6,5 mm/a.

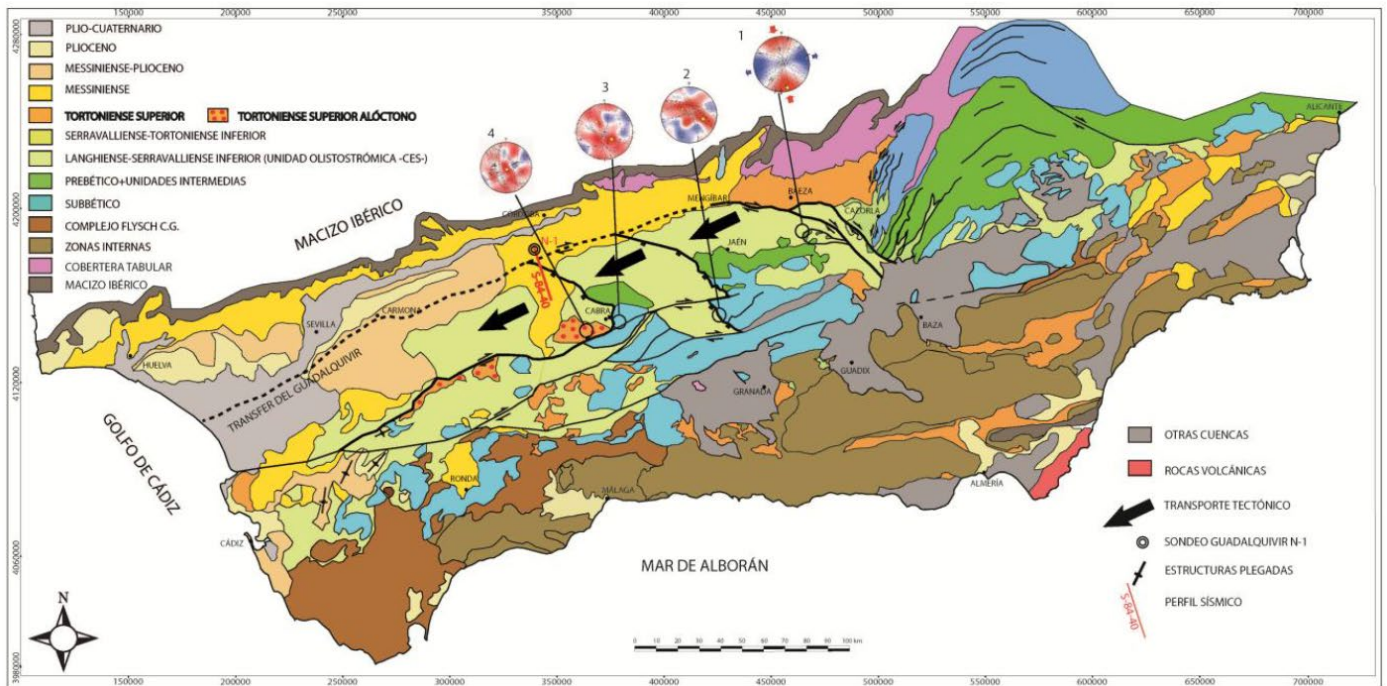


Figura 14. Mapa geológico de la Cuenca del Guadalquivir. Localización de la falla transfer, diagramas del régimen de esfuerzos y dirección del transporte tectónico (Tomada de Roldán *et al.*, 2016)

Más al sur, en pleno Subbético, los sedimentos de las cuencas intramontañosas que sellan el CES, a partir de 8.5 Ma, también son más jóvenes hacia occidente. En el meridiano de Jaén el CES está sellado por sedimentos del Tortonense superior. Los de edad Messiniense lo hacen a partir del meridiano de Ronda, los de edad Messiniense-Plioceno a partir del meridiano de Arcos y más hacia el O, lo hacen los de edad Plioceno superior. Por tanto el CES fue transportado extensionalmente hacia el O-SO desde 13 Ma. De lo analizado hasta aquí se puede plantear que la cuenca del Guadalquivir no constituye realmente una cuenca de *foredeep*, sino una cuenca marginal entre el CES y el antepaís.

La extensión miocena y el CES

Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013, indican que un simple cálculo muestra que el CES estuvo sometido a extensión a partir del Mioceno Superior, con tasas de desplazamiento superiores a 25 km/Ma. Estas importantes tasas de desplazamiento son compatibles con las propuestas para la denudación extensional de las Zona Interna Bética (véase el contexto "La extensión miocena en el Dominio de Alborán").

Dada la edad final de estructuración del Arco de Cazorla, posterior al Tortonense inferior (< 11.6 Ma), hay que pensar que durante el Serravaliense superior-Tortonense inferior el prisma se estructuraba contra la rampa del antepaís (Meseta Ibérica) y que contemporáneamente el CES, se transportaba de modo extensional al O-SO. Hay por tanto que admitir la contemporaneidad del final de la estructuración del Arco de Cazorla y el desmantelamiento gravitacional del prisma en su segmento más meridional y considerar el Arco de Cazorla heredero de aquel primitivo Arco Bético. El despegue extensional de Filabres hacia el O-SO (Serravaliense superior-Tortonense inferior), que adelgazó el edificio bético y exhumó el Complejo Nevado-Filábride, fue en parte contemporáneo del CES.

Todos estos procesos descritos, con colapso gravitacional de fondo y denudación extensional como expresión, son resultado del contexto geodinámico de la Cordillera Bética durante la mayor parte del Mioceno medio-superior. Considerando los recientes avances en el conocimiento a escala litosférica de la cadena Bético-Rifeña, este contexto de inestabilidad gravitacional y extensión tuvo que estar condicionado por el hundimiento de la losa desprendida de la subducción al E-SE de un fragmento de litosfera

oceánica; seguido de **delaminación** en la base de la corteza continental (Figura 15), que señalan la naturaleza y el quimismo del vulcanismo intraplaca desarrollado sobre todo a partir de 8-6 Ma. Este proceso de delaminación y la consiguiente intrusión de material fundido debió suponer un importante cambio de densidades en la litosfera de la parte más oriental del orógeno Bético-Rifeño; constituyendo estos reajustes un adecuado escenario para el colapso gravitacional de una parte de primitivo Arco Bético.

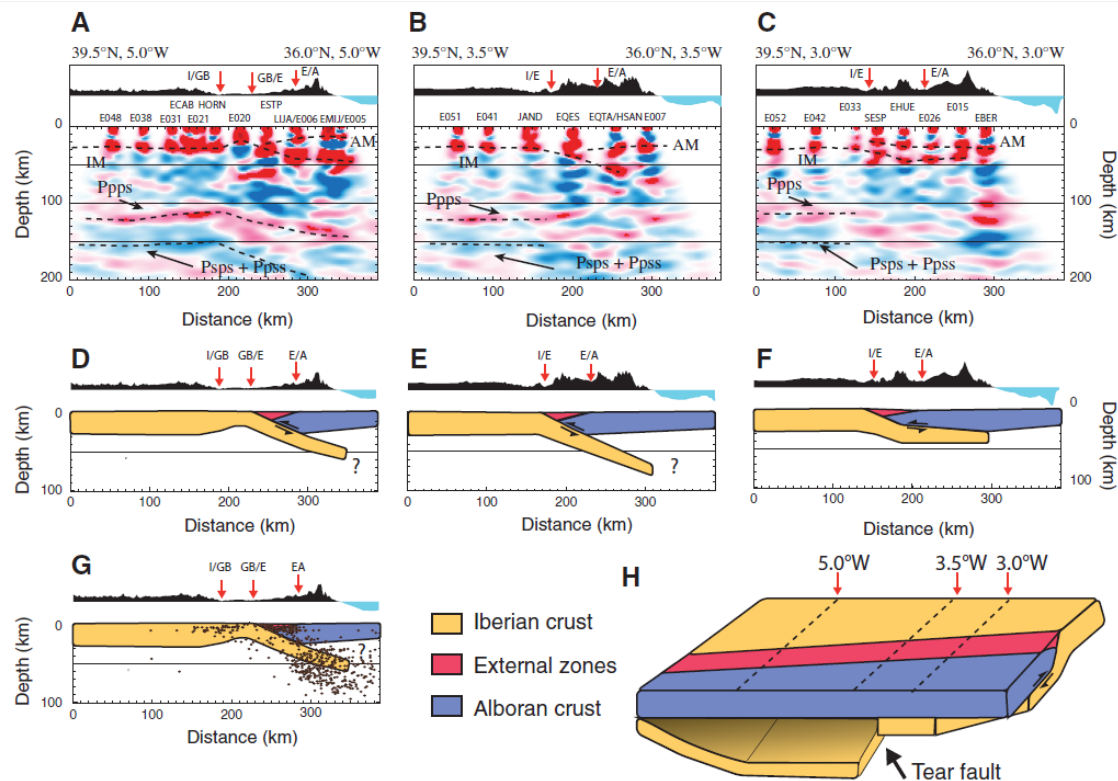


Figura 15. A, B, C: Imágenes sísmicas de tres perfiles Iberia-Zonas Externas béticas – Dominio de Alborán. En la parte superior de cada panel se muestra la topografía a lo largo del perfil; Las flechas rojas marcan el contacto en la superficie de diferentes unidades tectónicas (I — Iberia *foreland*, E — Zonas externas, A — Dominio Alborán, GB — Cuenca del Guadalquivir). D, E, F: bocetos con interpretaciones de imágenes migradas de A, B y C, respectivamente. Las flechas negras indican la dirección del cabalgamiento. G: Igual que D, incluyendo ubicaciones de terremotos entre 4.5 ° W y 5.5 ° O. H: boceto interpretativo tridimensional con posición de falla de rotura de la corteza. La corteza no hundida está en delaminación debajo de parte de la cordillera Bética, todavía conectada a la litosfera de frente por un lado, e interrumpida discontinuamente a lo largo del otro lado. (Tomada de Mancilla *et al.*, 2013)

Azañón *et al.*, 2016, plantean los efectos del hundimiento de la litosfera ibérica y el flujo mantélico asociado en las Béticas. Además, la extensión actual, activa durante buena parte del Mioceno, ha afectado tanto a los dominios alóctonos de las zonas internas (Dominio de Alborán) como a los dominios del paleomargen Ibérico, previamente empilados por la colisión. Estos procesos compresivos provocados por la colisión fronto-lateral del Dominio de Alborán, son aún activos en las partes más occidentales de la Cordillera y en su límite septentrional (contacto con el margen Sudibético) donde la deformación tiene carácter transpresivo. El frente de cabalgamientos preservado en el arco de Cazorla, así como el engrosamiento cortical bajo esta zona, son un testimonio de esta colisión que involucra, en este meridiano, rocas sedimentarias del Tortoniense Inferior.

La extensión ulterior, con una fuerte componente de desplazamiento hacia el OSO, ha transformado la Cordillera en un conjunto de "megaboudines" en la que la geometría de los cuerpos y los niveles de despegue están fuertemente condicionados por la reología de los materiales y las discontinuidades mecánicas previas.

Porque, como señala Crespo-Blanc, 2108, el orógeno Bético es un orógeno de colisión muy peculiar, objeto de largas polémicas. En este tipo de orógenos, en un momento de la colisión, se ralentiza la convergencia y/o se acelera la velocidad de subducción debido al peso de la litosfera subducida. En ese caso, la velocidad de convergencia puede llegar a ser inferior a la velocidad de subducción y la zona de colisión pasa a estar en una situación de extensión (Figura 16). En el caso del Mediterráneo occidental (Figura 17), este cambio en las velocidades relativas de convergencia y subducción ocurrió entre 35 y 23 Ma (Faccenna *et al.*, 2014; Crespo-Blanc *et al.*, 2016) (Figura 18). Este cambio de situación tectónica se generó poco después de la colisión continental entre África e Iberia. Así, después de la formación del orógeno de colisión correspondiente (lo que llegarán a ser las Béticas, Rif y Apeninos), el retroceso de la litosfera subducida originó la extensión de la corteza continental del borde de Eurasia.

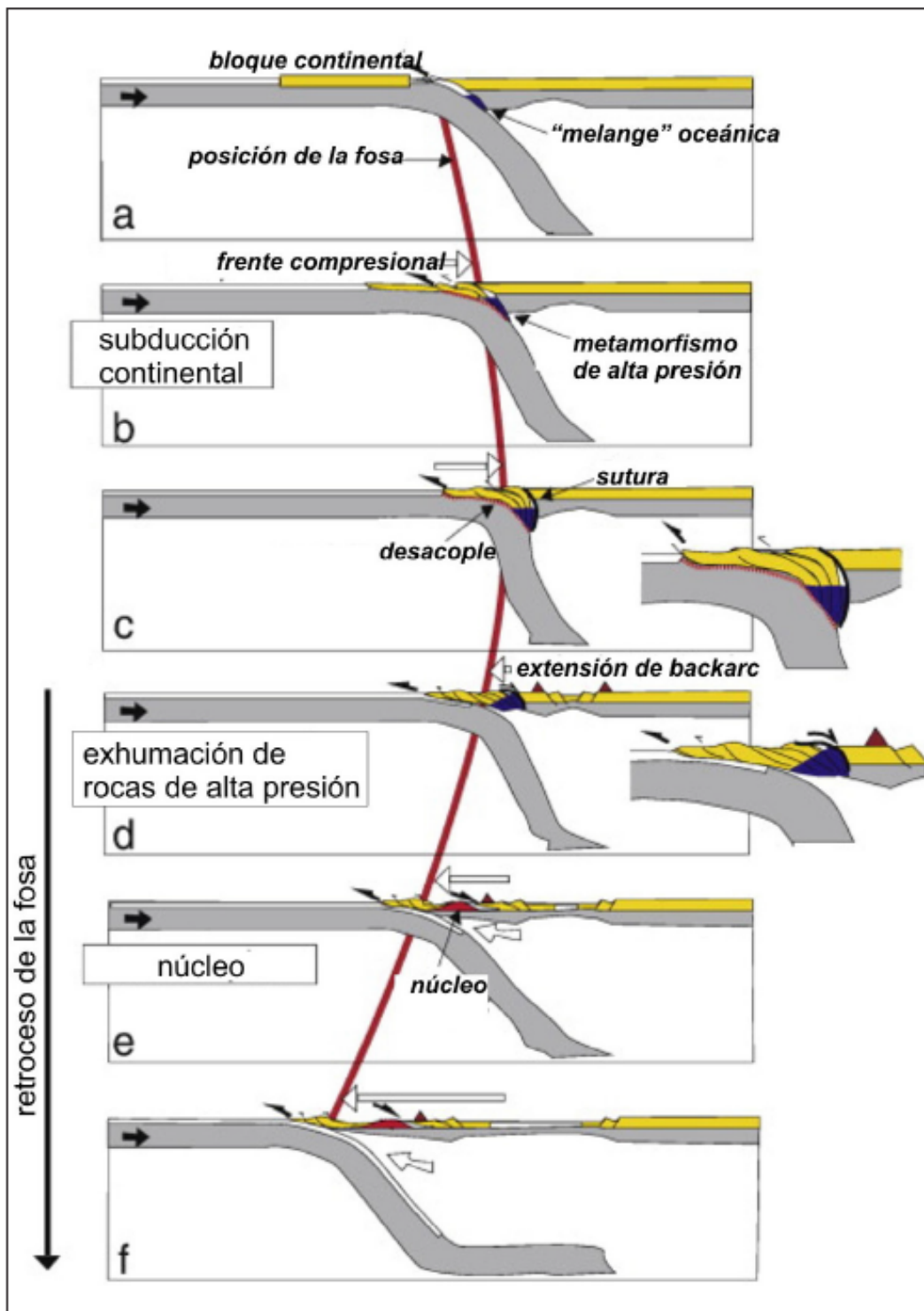


Figura 16. Proceso de extensión en el bloque de techo de la subducción por retroceso de la litosfera subducida. La línea que une los distintos estadios marca el contacto entre ambas placas en la superficie. Después de la convergencia y colisión (estadios a a c), el plano de subducción retrocede; como consecuencia se extiende la placa superior, incluido el orógeno de colisión.

Así, hace 30–35 Ma (Figuras 18b y 18c), el régimen tectónico cambió en todas las regiones de tras-arco, donde la extensión dominó después de la compresión. Las fosas oceánicas de los frentes de subducción comenzaron a retirarse a velocidades de pocos cm/año y con velocidad creciente durante el Mioceno. Este régimen extensivo llevó al colapso de los prismas de acreción previamente engrosados y la exhumación de cúpulas metamórficas de alta temperatura debajo de zonas de cizalla extensionales de inmersión poco profunda.

Después del Mioceno (Figuras 18d-18f), el retroceso se asocia con una flexión y arqueamiento progresivos, y, finalmente, el desgarro lateral de las placas subducidas, que tuvo lugar en diferentes momentos en los Alpes, Dinarides, Hellenides, Alborán, y el Tirreno. En varias regiones, Tirreno, Egeo y Alborán, los desgarros laterales separan la litosfera subducida de la placa continental rígida y flotante, lo que conduce a una aceleración del retroceso de las fosas oceánicas y a la aparición de vulcanismo anorogénico Na-alcálico. La disminución progresiva en el tamaño de la porción activa de la fosa oceánica eventualmente causó el fin de la subducción.

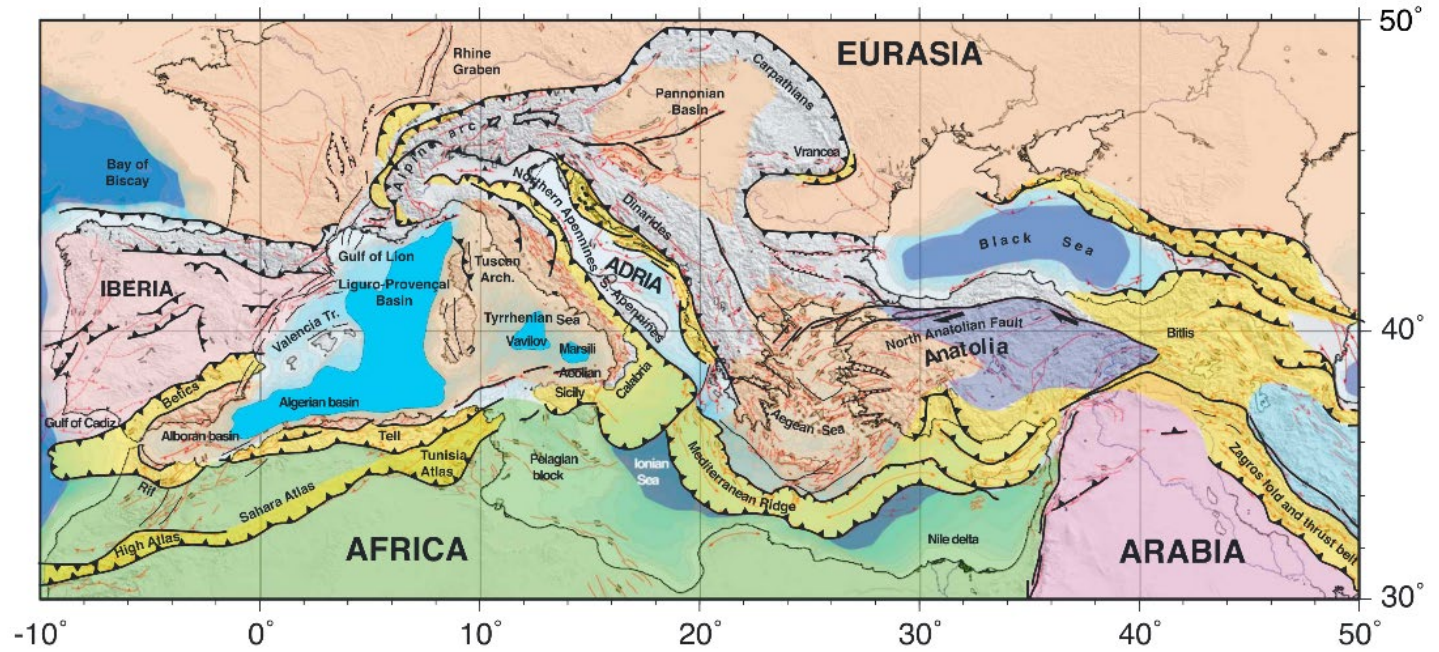
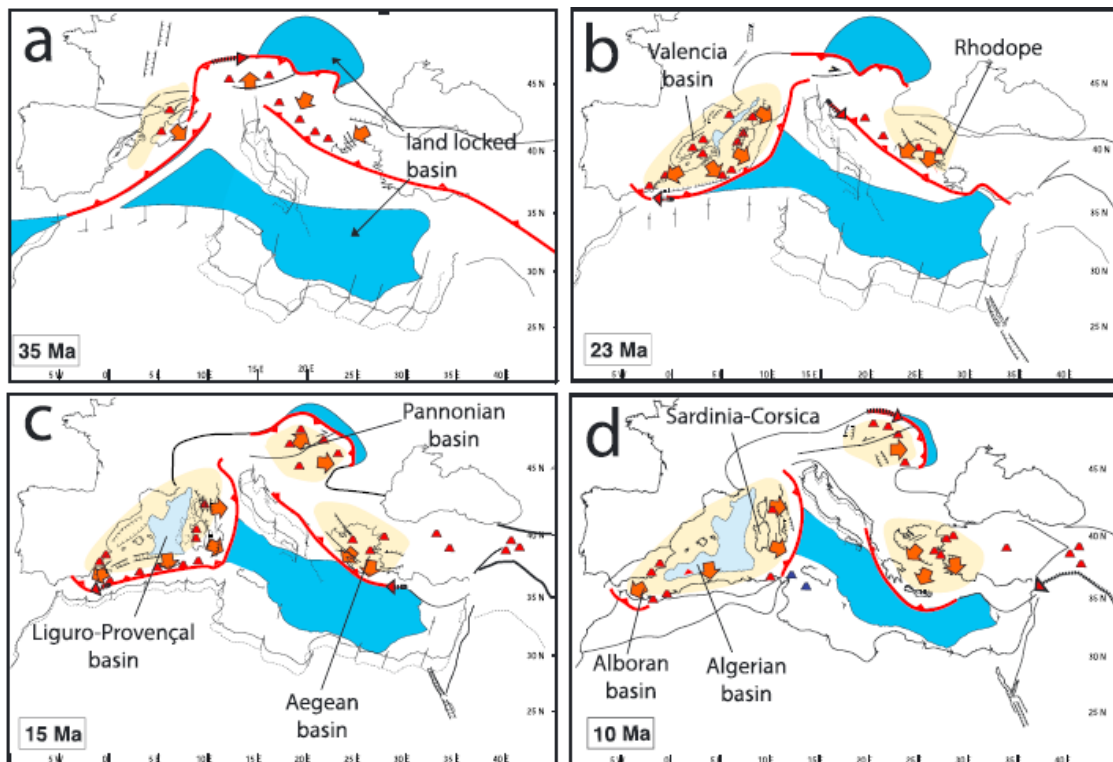


Figura 17. Contexto de la tectónica de placas en el Mediterráneo (Tomada de Faccenna *et al.*, 2014)



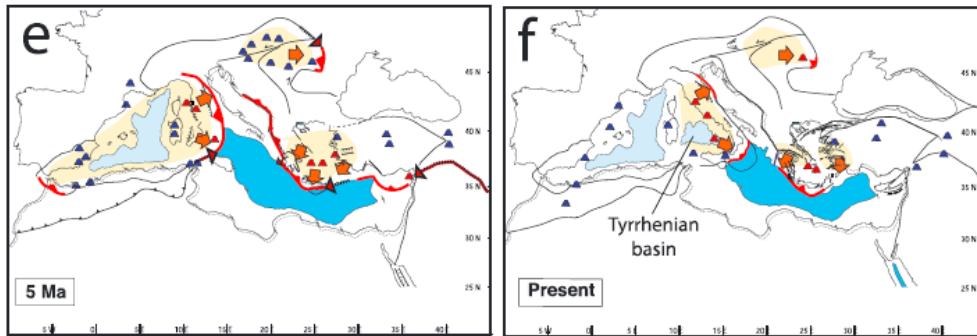


Figura 18. Evolución de la región del Mediterráneo en cinco pasos. Las líneas rojas indican subducción activa. Los volcanes rojos y azules indican vulcanismo calcolalino y anorogénico respectivamente. Las zonas con naranja suave: área de extensión, y las flechas la dirección de extensión.

Según Jiménez-Bonilla *et al.*, (2016), el colapso frontal del frente del orógeno Bético fue un importante contribuyente a la formación de la Unidad Olistostrómica. El prisma de acreción es una unidad tectónica de grandes dimensiones (cinturones de pliegues y cabalgamientos) que se forman como consecuencia de contracción y orogénesis por la convergencia de placas, cuya sección es aproximadamente triangular (cuña), y está limitada por un despegue basal, inclinado hacia el interior del cinturón orogénico, y por una superficie topográfica inclinada hacia su frente. Estos cinturones de pliegues y fallas (fold-and-thrust belts, FTBs) acomodan el acortamiento orogénico en estas colisiones.

Debido a la colisión, en las Zonas Externas Béticas, las unidades del paleomargen Sudibérico se deformó con un estilo principalmente de piel fina durante el Mioceno. La Unidad Olistostrómica se ve afectada por los empujes frontales del FTB Bético. La concentración de olistolitos de escala hectométrica cerca del MFTB, y la falla generalizada de Langhiense, implican que el frente estaba situado en el área del actual MFTB durante el Langhiense inferior y fue sometido a un rápido desmontaje gravitacional orógeno-frontal (Figuras 19 y 20).

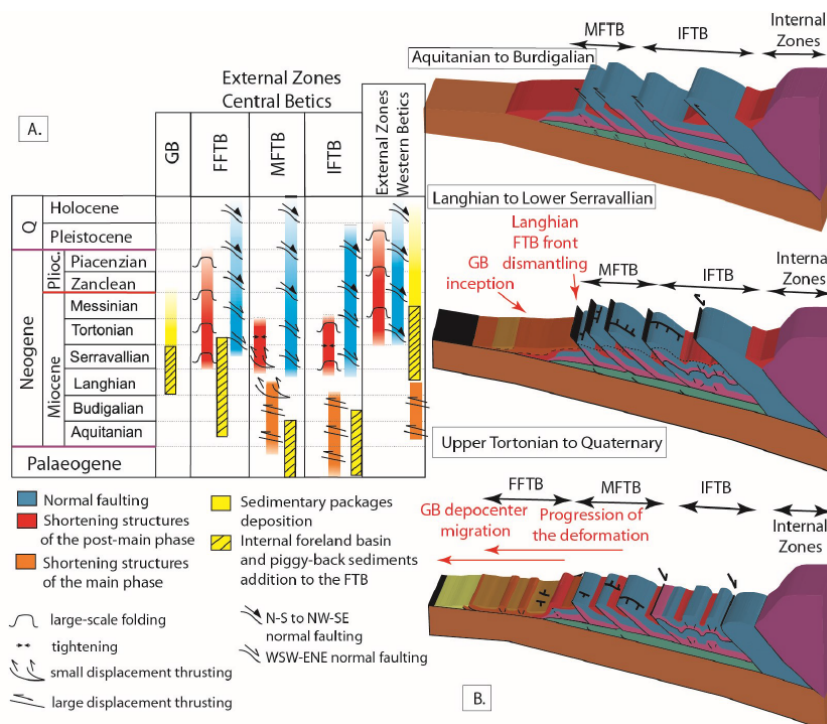


Figura 19. (a) Carta cronológica de Las fases de deformación del FTB comparadas con las fases en las Béticas occidentales (Jiménez-Bonilla et al., 2015). (b) Diagrama esquemático 3D que ilustran la evolución del frente orogénico externo (Tomada de Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016).

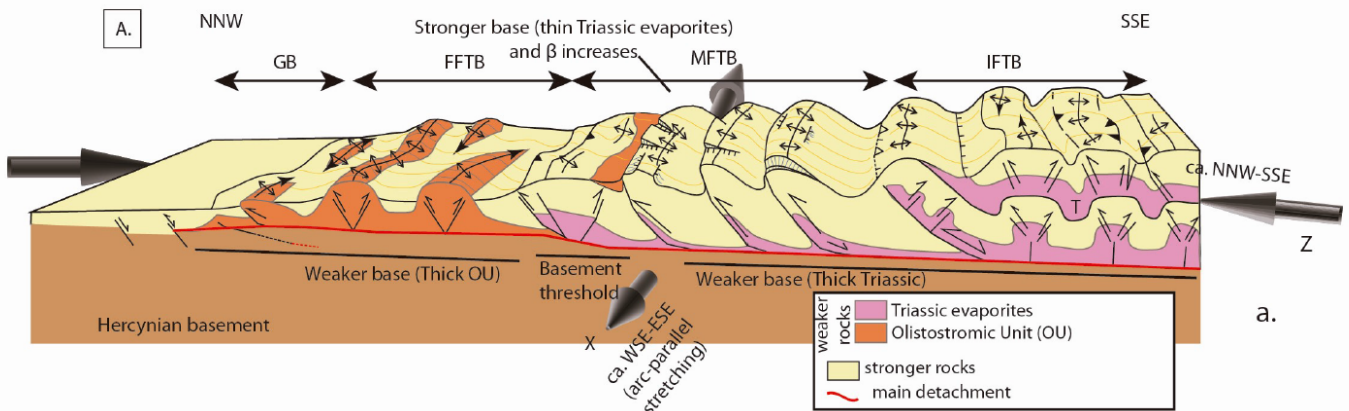


Figura 20 (a) Diagrama esquemático que muestra el modelo tectónico y las variaciones de buzamiento y fricción del despegue basal, que son correlacionados con los diferentes estilos estructurales (Tomada de Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016a).

La Unidad Olistostromática desempeñó el papel de sustrato débil y permitió la renovada progresión NO del FTB después del Langhiense, y el frente de FTB migró más hacia la actual Cuenca del Guadalquivir, con la parte delantera del depocentro también migrando hacia el NO (Figura 21).

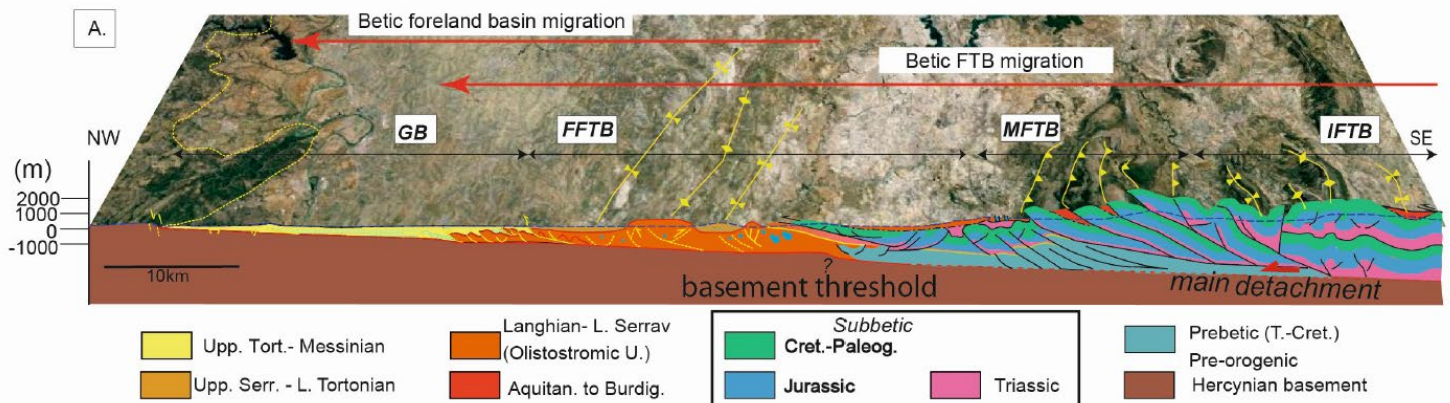


Figura 21. (a) Bloque diagrama 3D que ilustra las relaciones espaciales de las estructuras de la cuña orogénica, la topografía, y la migración FTB/cuenca (Tomada de Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016a). El prisma de acreción es una unidad tectónica de grandes dimensiones (cinturones de pliegues y cabalgamientos) que se forman como consecuencia de contracción y orogénesis por la convergencia de placas, cuya sección es aproximadamente triangular (cuña), y está limitada por un despegue basal, inclinado hacia el interior del cinturón orogénico, y por una superficie topográfica inclinada hacia su frente.

3. Referencias bibliográficas

Azañón JM, Booth-Rea G, Pérez- Peña JV, Morales J, Stich D, Mancilla FL, Galve JP, Roldán FJ y Rodríguez-Fernández J (2016). La Cordillera Bética, un orógeno desmembrado extensionalmente y sin raíz orogénica en sus zonas internas: ¿Qué empuja a Sierra Nevada a mantenerse por encima de los 3000 m de altitud? IX Congreso Geológico de España Geo-Temas, 16 (2), 543-546.

Crespo-Blanc A (2018). Deformación, metamorfismo y magmatismo: el cóctel de la formación de las cadenas de montañas. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (26.1), 35-46.

Crespo-Blanc A, Comas M, Balanyá JC (2016). Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural pattern, deformation diachronism and block rotations. Tectonophysics 683 (2016) 308–324

Faccenna C, Becker T, Auer L, Billi A, Boschi L, Brun JP, Capitanio F, Funiello F, Horvath F, Jolivet L, Piromallo C, Royden L, Rossetti F y Serpelloni E (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. Reviews of Geophysics, 52/3, 283-332.

Festa A, Ogata K, Pini GA, Dilek Y, Alonso JL (2016). Origin and Significance of Olistostromes in the Evolution of Orogenic Belts: A Global Synthesis. Gondwana Research 39, 180–203 <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.002>

Galindo Zaldívar J, González Lodeiro F y Jabaloy A (2008). La extensión miocena en el Dominio de Alborán. En: Contextos geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional (A. García-Cortés A, Ed.), IGME, Madrid, 132-138.

Jiménez-Bonilla A, Torvela T, Balanyá JC, Expósito I and Díaz-Azpiroz M (2016). Changes in dip and frictional properties of the basal detachment controlling orogenic wedge propagation and frontal collapse: the External central Betics case. *Tectonics* DOI: 10.1002/2016TC004196

Jiménez-Bonilla A, Expósito I, Balanyá JC, Barcos L and Díaz-Azpiroz M (2015). Structure and kinematics of Subbetic and related mélangé-like units NW of Ronda Basin (Western Betics): Evidences for a transpressional structural high in the frontal thrust-and-fold belt. *Geogaceta* 57, 27-30.

Mancilla F, Stich D, Berrocoso M, Martín R, Morales J, Fernández-Ros A, Páez R, Pérez-Peña A (2013): Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41, 307-310

Martínez del Olmo W (2018). Episodios de deformación de la Cordillera Bética y su entorno próximo (España): Problemas no resueltos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(1): en prensa.

Rodríguez-Fernández J, Roldán FJ, Azañón JM y García-Cortés A (2013). EL colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 124 (3): 477-504

Roldán FJ (2008). Las Unidades Olistostrómicas del antepaís bético. En: Contextos geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional (A. García-Cortés A, Ed.), IGME, Madrid, 124-131.

Roldán FJ, Rodríguez-Fernández J y Azañón JM (2012). La Unidad Olistostrómica, una formación clave para entender la historia neógena de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Geogaceta* 52, 9-12

Roldán FJ, Azañón JM, Rodríguez-Fernández J, Booth-Rea G y Mateos RM (2016). La falla transfer dextra del Guadalquivir: límite norte de la extensión en las béticas externas durante el Mioceno superior. *IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (2), 554-558