

**TECTÓNICA EXTENSIONAL CENOZOICA EN LA ISLA DE
MALLORCA (BALEARES) Y SU RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN
GEODINÁMICA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL**

LUIS G. MORAGUES ZAFORTEZA

TESIS DOCTORAL 2022



PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DIRECTOR: GUILLERMO BOOTH REA



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

Departamento de Geodinámica

Universidad de Granada

TECTÓNICA EXTENSIONAL CENOZOICA EN LA ISLA DE MALLORCA
(BALEARES) Y SU RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA
DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

LLUÍS MORAGUES ZAFORTEZA

TESIS DOCTORAL 2022

Memoria de la Tesis Doctoral presentada por el Licenciado en
Ciencias Geológicas D. Luis G. Moragues Zaforteza para optar al
Grado de Doctor por la Universidad de Granada

Esta Tesis Doctoral ha sido dirigida por el Dr. Guillermo Booth Rea,
Profesor Titular de la Universidad de Granada

Son Calderó (Felanitx), 5 de enero de 2022

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: Luis Gonzaga Moragues Zaforteza
ISBN: 978-84-1117-374-2
URI: <http://hdl.handle.net/10481/75429>

A mi familia, colegas y amigos, que con su apoyo me han permitido la finalización de esta Tesis.
Al Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada, por la confianza que han depositado en mí. A la isla de Mallorca, a sus gentes, paisajes, montañas y valles, que me han acompañado y estimulado mi curiosidad durante más de siete décadas.

“Tota ciència té branques de caràcter especulatiu i branques d’aplicació econòmica. La Geologia no fa excepció a n’aquesta regla general; és, al contrari, de les ciències que ofereix una major utilitat pràctica ensems que una serie de teories de tal bellesa filosòfica que casi la posen al costat de les arts.”

Bartomeu Darder Pericàs. Conferencia impartida en Sóller el 28 de diciembre de 1923.

MEMORIA

Agradecimientos

ÍNDICE

- 1. Resumen (*Summary*)**
- 2. Introducción**
- 3. Contexto geológico**
- 4. Metodología**
- 5. Resultados**
- 6. Discusión**
- 7. Conclusiones**

Referencias

AGRADECIMIENTOS

Como suele ocurrir en estos casos, la lista de agradecimientos debería ser muy extensa, pero me veo obligado a resumirla por cuestiones que creo no hace falta explicar. Lamento entonces si alguien se siente excluido.

En primer lugar, quisiera agradecer a mis compañeros del IGME: Rosa M^a Mateos y Francisco J. Roldán, y sobre todo a este último, que me animaron a iniciar esta Tesis y encaminaron mis primeros pasos en la interpretación de la tectónica insular. A José M. Azañón, por su continuo e impagable apoyo y porque me enseñó una nueva forma de observar los procesos geodinámicos. A mi director de Tesis, Guillermo Booth, con el que he compartido muchas horas de campo, siempre ilustrándome a partir de su extenso bagaje geológico, del que he aprendido tanto y sin el que no me hubiera atrevido a cuestionar algunos de los paradigmas que en la isla han prevalecido durante los últimos 100 años. A Patricia Ruano, atenta al más mínimo detalle de cara a su interpretación estructural, que ha colaborado, además, en el tratamiento informático de esta Tesis. A Carlos Garrido y a Karoly Hidas, por sus conocimientos y aportaciones respecto a la evolución geodinámica del Mediterráneo Occidental y a Jordi Giménez, de la Dirección General de Recursos Hídricos del Govern Balear, que me han prestado su colección de ortofotos.

También quisiera agradecer a mis colegas de la AGEIB, que vienen a representar a la reducida comunidad de geólogos de las Baleares, que en mayor o menor medida se han interesado por el desarrollo de esta Tesis, y muy especialmente a Alfredo Barón, amigo y polemista incansable, que siempre me ha alentado a continuar. A mis amigos y amigas y sobre todo a aquellos de mi edad que, sin entender muy bien qué es lo que estoy investigando, me animaron y se identificaron con mi labor, quizás para demostrar o demostrarse a ellos mismos que los jubilados también somos capaces de afrontar algunos retos. Tampoco quisiera olvidar, ya que sé el esfuerzo que ello representa, a muchos de los geólogos que me han precedido en esta tarea y que han recorrido con igual objetivo y honradez que el mio los mismos caminos y sendas, y a los que en todo momento he tenido presentes.

Tengo que agradecer, además, a mis árboles frutales, mi huerto, mis gallinas y mi perra, que en muchas ocasiones me han ayudado a aliviar la tensión que supone la ejecución de una Tesis, sobre todo en sus estadios finales. Y finalmente, no puedo dejar de agradecer a mi familia: mi madre, ya centenaria, hermanos, hijos y nietos, todos ellos partícipes indirectamente de esta aventura que es la ciencia. Pero debo hacer una especial mención de agradecimiento a mi compañera Magda, que ha compartido el día a día del esfuerzo que representa la ejecución de una Tesis, con los momentos de satisfacción que conlleva la investigación científica, pero soportando también sus incertidumbres y vicisitudes. Gracias por todo el tiempo que este trabajo nos ha restado de convivencia, sobre todo ahora que los hijos se han hecho grandes.

1. RESUMEN

La descripción de la evolución tectónica de la isla de Mallorca se ha fundamentado, hasta fechas muy recientes, en dos fases principales. La primera, de acortamiento, daría lugar a pliegues y cabalgamientos vergentes al NO o ONO producidos durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, mientras que la segunda, de carácter extensional, daría lugar a fallas normales NE-SO de alto ángulo que se originan en el Mioceno Medio y permanecen activas hasta el Cuaternario. La primera de estas dos fases tectónicas ha sido tratada y descrita en multitud de publicaciones que se extienden al ámbito de los principales relieves mallorquines: Sierras de Tramuntana, Centrales y de Llevant y cuyas conclusiones se fundamentan, casi exclusivamente, en la descripción de los contactos mecánicos y las relaciones espaciales de las diferentes unidades, sin apenas aportar datos de sus indicadores cinemáticos. La segunda fase se ha deducido principalmente a partir de los datos proporcionados por los sondeos mecánicos, mapas gravimétricos y otras testificaciones geofísicas realizadas en las cuencas intramontañosas, mientras que el desplazamiento vertical de las supuestas fallas normales que limitarían estas cuencas no se soporta en datos verificados.

Tanto por orientación y composición litológica como por edad, los relieves mallorquines son fácilmente asimilables a los que afloran en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, de forma que el denominado Promontorio Balear (PB) se considera una prolongación de esta cordillera en dirección al NE; sin embargo, existen dos notables diferencias entre ambos dominios orogénicos. Mientras que en el antepaís de las Béticas se sitúa el Macizo Ibérico, en el PB en su lugar hallamos, en lo que debería ser su antepaís, el Surco de Valencia, una profunda cuenca mesozoica y neógena. En segundo lugar, en las Baleares están ausentes las denominadas Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, que aquí son reemplazadas por la cuenca oceánica Argelino-Balear. Ambas "anomalías", junto con la simultánea coexistencia de acortamiento y extensión, tanto en el Promontorio como en las cuencas que lo rodean, ha sido un tema ampliamente debatido, pero pensamos que no suficientemente resuelto. De aquí se deduce la importancia que puede tener el estudio de la evolución geodinámica de las Islas Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental.

En anteriores reconocimientos por las sierras mallorquinas de Llevant y Tramuntana, pudimos observar que, además de la presencia de un frente de pliegues y cabalgamientos, se evidenciaba la existencia de otras estructuras que cortaban al abanico imbricado de cabalgamientos: fallas de alto y bajo ángulo con transporte oblicuo al descrito para las anteriores estructuras de acortamiento -que en algunos casos cortaban de forma descendente los haces de cabalgamientos anteriores- y que se relacionaron con dos fases tectónicas extensionales. En primer lugar, se detectó la presencia de fallas normales de bajo ángulo con desplazamiento NO-SE o NE-SO. Paralelamente, había también evidencias claras de la presencia de fallas normales NO-SE así como de salto en dirección dexas y sinistras NE-SO, todas ellas probablemente relacionadas con la apertura de las cuencas que rodean al Promontorio Balear con posterioridad al acortamiento mioceno. Estas evidencias se presentaron en algunos congresos y nos impulsaron a planificar un estudio más detallado de estas estructuras cuyos resultados se concluyen en esta Tesis. Se trataba no de llevar a cabo un estudio regional de las sierras mallorquinas o de un sector de las mismas, sino centrarnos en las estructuras e indicadores cinemáticos que nos permitieran caracterizar la extensión cenozoica en Mallorca.

Las labores de investigación que hemos llevado a cabo se han centrado en el estudio de los dos procesos de rifting cenozoicos, poco conocidos o insuficientemente descritos hasta la fecha en Mallorca: la extensión oligocena, previa al desarrollo del haz de pliegues y cabalgamientos miocenos y la extensión serravalliense, posterior a este acortamiento. Para el estudio de la primera fase extensional hemos escogido y analizado detalladamente dos afloramientos significativos; el primero en las proximidades del cabo de Capdepera, en el extremo NE de las Sierras de Llevant (SLL) y el segundo en Solleric (Municipio de Alaró), en pleno centro de la Sierra de Tramuntana (ST).

Ambos afloramientos, pese a la relativa distancia a que se encuentran, comparten una serie de características comunes. La primera es el de estar formados por depósitos carbonatados de origen aluvial (Capdepera) o fluvioaluvial (Solleric) que basculan alrededor de fallas normales y que presentan discordancias progresivas, además de otras estructuras sintectónicas que nos hablan de su carácter sinsedimentario, como son los diques clásticos que señalan extensión ONO-ESE y que, en algunas ocasiones, presentan un relleno con matriz de hidrocarburos oscuros. Los diques clásticos se emplazan en un denso sistema de fallas normales sintéticas, antitéticas o ambas, que se enraízan en fallas normales de bajo ángulo dirigidas hacia el NO y que separan los conglomerados y las brechas de su yacente mesozoico. Todos estos depósitos pertenecen a la Formación Cala Blanca, anterior al frente de pliegues y cabalgamientos tal como atestiguan las estructuras compresivas posteriores que en ambos afloramientos se superponen a los depósitos oligocenos. En este caso, se trata de la primera descripción documentada de la extensión oligocena en Mallorca.

Para describir la extensión serravalliense, mucho mejor representada a nivel de afloramiento que la anterior, hemos realizado una cartografía estructural en los sectores central y meridional de las Sierras de Llevant (SLL), junto con el análisis de estaciones de medición de cinemática de fallas. El sector por nosotros cartografiado de las SLL (hay que destacar que el Oligoceno continental no aflora en toda el área estudiada), se había presentado hasta fechas muy recientes como un segmento del cinturón de pliegues y cabalgamientos con poca deformación interna que tuvo lugar en el Oligoceno-Mioceno Inferior. A partir de la cartografía estructural realizada por nosotros y de las estaciones de medición de fallas, hemos podido comprobar que su estructura presenta una mayor complejidad, de forma que en el área se conjugan dos eventos tectónicos. En primer lugar, en las zonas de mayor relieve y principalmente en las unidades estructurales inferiores, podemos encontrar planos de cabalgamiento con desplazamiento al ONO que se originaron durante la fase contractiva miocena, sin embargo, a estas estructuras se le superponen otras que actúan durante la extensión serravalliense y que cortan y adelgazan a las escamas preexistentes.

En el Levante mallorquín la extensión serravalliense es polifásica. En un primer estadio ésta tiene lugar a partir de fallas normales de bajo ángulo NE-SO y NO-SE que cortan a los cabalgamientos y que generan en los materiales más plásticos, como las margocalizas y margas de los niveles pelágicos del Dogger-Malm y Cretácico inferior, un considerable adelgazamiento asociado a un cizallamiento muy penetrativo. Muchos de estos contactos originados por fallas normales de bajo ángulo se habían interpretado como planos de cabalgamiento. En un segundo estadio, la extensión se traduce en la génesis de fallas normales de gran ángulo NO-SE y fallas *transfer* asociadas NE-SO, que dan lugar a una estructura en *horst* y *grabens* que caracterizan la comarca. Los primeros forman las zonas de relieves más acusados mientras que los segundos las cuencas que rodean a los anteriores relieves y los aíslan de su entorno, como la de Manacor.

La cuenca de Manacor presenta la misma génesis que las cuencas intramontañosas que se sitúan en toda la isla de Mallorca y que se reflejan en los mapas de anomalías gravimétricas. Estas cuencas presentan una elongación NO-SE limitadas por fallas de salto en dirección NE-SO. El relleno se inicia con los depósitos continentales serravallienses que se depositan sobre un substrato Mioceno, presentando basculamientos y discordancias progresivas a favor de fallas normales tanto perimetrales como internas, lo que nos indica su carácter sinsedimentario.

Finalmente, partiendo de las publicaciones aparecidas en los últimos años del Mediterráneo Occidental (MO): estudios geológicos regionales, esquemas palinspáticos, tomografías y otros estudios geofísicos, más los datos que hemos podido deducir a partir de nuestros estudios, hemos desarrollado un modelo geodinámico evolutivo del sector más occidental de este mar en cuatro escenarios a partir del Eoceno Superior y hasta el Mioceno Medio: (a) Límite Eoceno-Oligoceno, (b) Oligoceno Superior, (c) Mioceno Inferior y (d) Mioceno Medio. En cada fase se señala la ubicación de los frentes de subducción, las fallas normales, inversas y transformantes, el tipo de corteza con sus áreas emergidas y sumergidas, las zonas volcánicas activas y la posición en cada escenario del antiguo dominio de ALKaPeCa. Todo ello se acompaña de unos perfiles de la evolución de la litosfera entre las placas africana y euroasiática.

Nuestros estudios modifican sensiblemente y añaden mayor complejidad a los anteriores trabajos geodinámicos centrados en los relieves de la isla de Mallorca, focalizados casi exclusivamente en una fase compresiva oligo-miocena y en una posterior fase extensional en el Mioceno Medio como resultado de la relajación de la anterior.

1. SUMMARY

The description of the tectonic evolution of the island of Mallorca has been based, until very recently, on two main phases. The first, shortening, produced the Mallorca Foreland Thrust Belt (FTB) with NW or WNW vergence during the Upper Oligocene-Lower Miocene, while the second, of an extensional nature, formed normal high-angle NE-SW faults in the Middle Miocene that remain partly active until the Quaternary. The first of these two tectonic phases has been dealt with and described in a multitude of publications about the main Mallorcan ranges: Sierras de Tramuntana, Centrales and Llevant and whose conclusions are based almost exclusively on the description of the mechanical contacts and the spatial relationships of the different units, with hardly any data on their kinematic indicators. The second phase has been deduced mainly from the data provided by mechanical soundings, gravimetric maps and other geophysical tests carried out in the intramountain basins, while the vertical displacement of the supposed normal faults that would limit these basins is not supported by verified data.

Both by orientation and lithological composition and by age, the Mallorcan reliefs are easily assimilated to those that emerge in the External Zones of the Betic Cordilleras, so that the so-called Balearic Promontory is considered an extension of this mountain range in a NE direction; however, there are two notable differences between the two orogenic domains. While the Iberian Massif is located in the foreland of the Betics, in its place on the Balearic Promontory we find, in what should be its foreland, the Valencia Through, a deep Mesozoic and neogene basin. Secondly, in the Balearic Islands the so-called Internal Zones of the Betic Cordilleras are absent, which here are replaced by the Algerian-Balearic ocean basin. Both features, together with the simultaneous coexistence of shortening and extension, both in the Promontory and in the basins

that surround it, has been a widely debated issue, but we think that it has not been sufficiently resolved. Hence, we deduce the importance of the study of the geodynamic evolution of the Balearic Islands in the context of the Western Mediterranean.

In previous surveys of the Majorcan mountain ranges of Llevant and Tramuntana, we were able to observe that the Mallorca fold and thrust belt was cut and thinned by other faults, including high- and low-angle faults with oblique transport to that described for the thrusts. These preliminary data suggested two extensional tectonic phases characterized by the presence of normal low-angle faults with NW-SE and NE-SW displacement. These faults were presented in some congresses and prompted us to plan a more detailed study, the results of which are concluded in this Thesis. The idea was not to carry out a regional study of these mountain ranges or of a sector of them, but rather to focus on the structures and kinematic indicators that would allow us to characterize the Cenozoic extension in Mallorca.

The research work we have carried out has focused on the study of the two Cenozoic rifting phases, insufficiently described to date in Mallorca: the oligocene extension, prior to the development of the Miocene fold and thrust stack, and the Serravallian extension, after this shortening. For the study of the first extensional phase we have chosen and analyzed in detail two significant outcrops; the first in the vicinity of Cape Capdepera at the NE end of the Sierras de Llevant and the second in Solleric (Municipality of Alaró), in the heart of the Sierra de Tramuntana.

Both outcrops, despite their relative distance, share a series of common characteristics. The first is to be formed by carbonate deposits of alluvial (Capdepera) or fluvioaluvial (Solleric) origin that are tilted by normal faults forming semigrabens. The conglomerates show internal progressive unconformities, in addition to other synthectonic extensional structures, such as clastic dikes that indicate WNW-ESE extension, and that, in some occasions, present a fill with a matrix of dark hydrocarbons. The clastic dikes are located in a dense system of synthetic normal faults, antithetical or both, that are rooted in low-angle normal faults with NW-directed transport that separate the conglomerates and the breccias of the underlying Mesozoic sequence. All these deposits belong to the Cala Blanca Formation that deposited before the development of the Mallorca foreland thrust belt. In this case, it is the first documented description of the Oligocene extension in Mallorca.

To describe the Serravallian extension, much better represented at the outcrop level than the previous one, we have carried out a structural mapping in the central and southern sectors of the Llevant Ranges, together with the analysis of fault kinematics measurement stations. The sector mapped by us of the Llevant Ranges (it should be noted that the continental Oligocene does not emerge in the entire area studied), had been described as a segment of the Mallorca foreland thrust belt with low internal deformation formed in the Oligocene-Lower Miocene. From the structural cartography carried out by us and from the measurement stations, we show that the thrust stack is strongly deformed and thinned by later extensional faults. In the first place, in the areas of greater relief and mainly in the lower structural units, we can find thrust planes with displacement to the WNW to WSW that originated during the Early Miocene shortening phase. However, we have found that many of the faults bounding the individual nappes are low-angle normal faults with mostly SW- or NE-directed transport.

In the Mallorcan Llevant, the Serravallian extension was polyphasic. First, with low-angle normal faults producing NE-SW directed extension at different structural levels and later followed by two sets of orthogonal NW-SE and NE-SW striking high-angle faults. Many of the low-angle normal faults had been previously interpreted as lateral ramps and thrusts related to the Early Miocene

FTB development. The main high-angle normal faults bound the Serravallian depocenters, such as the Manacor basin. This basin presents the same genesis as the intramountain basins that are located throughout the island of Mallorca and which are reflected in the gravimetric anomaly maps. These basins present a NW-SE elongation and appear offset by NE-SW trending strike-slip faults, both dextral and sinistral, which we interpret as transfer faults. The filling begins with continental Serravallian deposits that are deposited on a Miocene substrate, showing progressive tilting and unconformities related to normal faults both bounding and within the basin.

Integrating the above findings with previously published work about the Western Mediterranean has helped us propose a new tectonic evolution model for the Western Mediterranean from the Eocene until the Middle Miocene. This model is differentiated into different time frames corresponding to the Eocene-Oligocene boundary shortening, the Upper Oligocene-Early Miocene extension, Early Miocene FTB development and Middle Miocene extension and topographic uplift of Mallorca. For each of these phases we indicate the location of the subduction fronts, the normal, inverse and transforming fault settings, the type of crust with its emerged and submerged areas, the active volcanic zones and the position in each scenario of the old ALKaPeCa domain are indicated. All this is accompanied by profiles of the evolution of the lithosphere between the African and Eurasian plates. Our work significantly modifies and adds to the previous geodynamic studies focused on the tectonic evolution of the island of Mallorca.

2. INTRODUCCIÓN

2.1. Motivación y objetivos

El redactor de esta Tesis trabajó, con categoría de geólogo y durante un periodo de 14 años (1982-1996), en una empresa minera de extracción de lignitos ubicada en la isla de Mallorca. Las explotaciones estaban situadas en el pie meridional de la Sierra de Tramuntana (en la denominada Comarca del Raiguer) y en el centro de la isla (Sierras Centrales). Se trataba de minas subterráneas o a cielo abierto que explotaban lignitos pardos eocenos y oligocenos de una calidad media.

El seguimiento de las capas de lignito, fundamental para una correcta planificación minera, presentaba entonces serios problemas debido a la complejidad estructural de los yacimientos. Como la empresa minera (LIGNITOS, S.A.), era entonces filial, a su vez, de otra empresa (GESA) del extinguido Instituto Nacional de Industria (INI), la asesoría geológica necesaria para el planeamiento y seguimiento de las explotaciones la llevaba a cabo la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras (ENADIMSA), propiedad también del INI, que contaba con un amplio plantel de geólogos e ingenieros de todas las especialidades.

Todo las campañas y los esfuerzos realizados, el seguimiento de los lechos de lignito nos suministraba continuas sorpresas: muchas más de las esperadas. Por aquel entonces los técnicos de ENADIMSA, y yo mismo, seguíamos al pie de la letra el modelo estructural compresivo propuesto inicialmente por P. Fallot en 1923 -entonces admitido por toda la comunidad científica- caracterizado por el apilamiento de escamas tectónicas vergentes al NO. Sin embargo, pese a los más de 150 sondeos de exploración realizados, el modelo no acababa de funcionar. La correlación de los sondeos era casi imposible y, sorprendentemente, perforaciones muy próximas en dirección de capa daban perfiles muy diferentes. Entonces, para acabar de encajarlo todo, era necesario establecer una densísima malla de fallas normales e inversas casi verticales y con elevados saltos de falla, un modelo muy forzado que se desdecía de los dominantes por aquellas fechas.

El aumento de los costes de extracción obligó al cierre de las minas de lignito y la caída vertiginosa de la actividad minera que tuvo lugar en nuestro País en el último cuarto del pasado siglo al cierre de ENADIMSA. Entonces debí dedicarme a otras actividades profesionales no tan directamente ligadas con la exploración geológica, pero siempre pensando que debería existir un modelo -que no habíamos sido capaces de descubrir- que explicara la extraña disposición de las capas de carbón.

Llegó el momento de mi jubilación y decidí reemprender el estudio de los yacimientos de lignito insulares, pensando también que en el transcurso de los últimos años se habían dado algunos avances de cara al conocimiento de la geología de Mallorca. Recuperé todas las columnas de los sondeos, hice centenares de perfiles intentando correlacionarlos, revisé en campo algunos detalles de la cartografía, pero, así y todo, no conseguí avanzar mucho más; entonces decidí abandonar el proyecto de realizar una Tesis sobre la geología del carbón en la isla de Mallorca.

Años más tarde hubo un desprendimiento en la trinchera del ferrocarril Palma-Manacor a su paso por Sineu. El corte era perfecto; se observaba con claridad como un olistón de calizas lacustres oligocenas se inserta completamente en las margas turbidídicas miocenas. Ya tenía entonces una posible explicación para los yacimientos de carbón de la comarca central de la isla, e incluso para los del Llevant (p. ej. las minas de Felanitx): no eran escamas cabalgantes como

pensábamos, podían, como creo hoy en día, ser olistones de materiales oligocenos dentro de una secuencia turbidítica miocena. Ello explicaría su distribución irregular y las frecuentes disrupciones. Pero el modelo no era aplicable a los lignitos eocenos de la zona del Raiguer, en cuyas cercanías no afloran las margas miocenas.

Decidí sin embargo restablecer la idea de redactar una Tesis Doctoral; en esta ocasión sobre la estructura de las Sierras de Llevant mallorquinas en cuyas proximidades tengo mi actual domicilio. Mientras estaba perfilando como llevarla a cabo, en una de sus visitas a la isla y por mediación de una colega suya que había vivido unos años en Mallorca, pude contactar con el Dr. F. J. Roldán del IGME y realizar una salida de campo con él. Sabía que había estudiado el tema de las unidades olistostrómicas en las Béticas y tenía mucho interés en mostrarle algunos afloramientos de las Sierras de Llevant que yo entonces creía, erróneamente, que estaban generados por procesos delapsionales. El Dr. Roldán me hizo ver que en realidad lo que se observaba, tanto a macro como a micro escala, eran fábricas extensionales producto de un despegue generalizado, en aquel entonces de edad desconocida.

Con posterioridad, tuve también la oportunidad de compartir algunos días de campo en Mallorca con los Drs. F. Roldán, G. Booth y J.M. Azañón. De entrada, acordamos que el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada podía estar interesado en dirigirme una Tesis Doctoral sobre la Estructura de las Sierras de Llevant.

En las primeras visitas de reconocimiento a las SLL con los Drs. G. Booth, J.M. Azañón y J.M. Martínez, observamos zonas de falla de bajo ángulo que producían la escisión y adelgazamiento de los mantos cabalgantes en la región, que interpretamos como extensionales. Este tipo de estructuras no se habían diferenciado ni descrito con anterioridad en Mallorca. Además, localizamos una estructura en las proximidades del faro de Capdepera, al NE de la isla, no descrita hasta la fecha, consistente en un cuerpo de brechas aluviales definiendo una discordancia angular progresiva encajada entre dos fallas, sincrónica a la deposición de los materiales detríticos oligocenos y previa a la fase compresiva miocena. Entonces se consideró que sería conveniente adjuntarla a la Tesis.

A partir de una visita a la Sierra de Tramuntana se localizó en las proximidades de la población de Orient una gran zona de falla de salto en dirección NE-SO (que en aquel momento denominamos Falla de Orient) que cortaba a los cabalgamientos y que parecía dividir la sierra en dos dominios con características estructurales diferenciadas. Ello nos indicaba, también, que la extensión que habíamos localizado en las Sierras de Llevant se extendía por Tramuntana. Mientras seguíamos la traza de esta falla, encontramos en las proximidades del predio de Solleric, en plena Sierra de Tramuntana, un afloramiento de conglomerados del Oligoceno originados por una tectónica extensional previa a la compresión miocena y con una evolución geodinámica muy similar a la de Capdepera, y que dada la escasa representación del *rifting* oligoceno decidimos que sería interesante adjuntarla como área de estudio.

En definitiva, los objetivos de esta Tesis se centran finalmente en los procesos extensionales cenozoicos que tuvieron lugar en la isla de Mallorca durante el Oligoceno (Rupeliense-Chattiense Inferior: \approx 34-26 Ma) y el Mioceno medio (Serravallense: 13,8-11,6 Ma). Entre ambos, habría que situar la fase compresiva alpina que aquí tuvo lugar entre el Burdigaliense y el Langhiense: (20,4 y 13,6 Ma). Con ello se cerraba el ciclo alpino neógeno en las Baleares, hasta hoy incompleto y centrado casi exclusivamente en la fase de acortamiento miocena. Mi trabajo se basará principalmente en una cartografía estructural de tres zonas escogidas, dos de ellas de detalle y otra más regional, más la adquisición de los datos de campo de los indicadores cinemáticos de cada una de ellas. Pero a partir de esta cartografía y con la participación de otros

colaboradores: los Doctores P. Ruano, J.M. Azañón, C. Garrido, K. Hidas y G. Booth-Rea, se han derivado otras conclusiones sobre la evolución del MO que se discuten y concretan más detalladamente en la publicación que acompaña a esta Tesis.

Quiero hacer constar finalmente que debido, entre otras causas, a mi edad, no pretendo con este trabajo optar a algún tipo de plaza académica o en empresa; la única motivación que me mueve a realizarla es la simple curiosidad científica, aportando además toda la experiencia adquirida sobre el conocimiento de la geología de Mallorca en mi larga vida laboral y con el objetivo final de mantenerme mentalmente activo durante los primeros años de mi jubilación, siempre pensando que con ella podría, además, aportar algo de cara al conocimiento de la historia geológica de las islas Baleares y del Mediterráneo Occidental.

2.2. Estado de la cuestión: estudios previos, contradicciones y temas pendientes

Casi la totalidad de las Tesis o publicaciones que se han realizado en los últimos años sobre la evolución geodinámica de la isla de Mallorca, o del conjunto de las Baleares, enfatizan el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos durante el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior, en un contexto de acortamiento NO-SE y vergencia hacia el ONO, que se relaciona con los frentes de cabalgamientos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, que presentarían la misma vergencia (Bourrouilh, 1983; Gelabert, 1998; Gueguen et al., 1998; Maillard & Mauffret, 1999; Vera et al., 2004). Por otra parte, como han puesto de manifiesto Sabat et al. (2011), la mayor parte de los trabajos sobre el MO ignoran la geología de Mallorca y su importancia para esclarecer su evolución, considerándolo como un dominio marginal que quedó aislado en el Chathiense-Aquitaniense tras la apertura de la Cuenca Argelino-Balear (Bouillin et al., 1986; Lonergan and White, 1997; Schettino and Turco, 2006; Billi et al., 2011; Etheve et al., 2016) o suponiendo que no forma parte de las Béticas, sino de un dominio de traspais del Tell en Argelia (Verges y Fernández, 2012; Kumar et al., 2020). Incluso, modelos que consideran dos ramas oceánicas en el Tethys separando una microplaca Mesomediterránea, interpretan que el Promontorio Balear ya quedó aislado de las zonas Internas de las Béticas en el Jurásico por la rama septentrional correspondiente al océano Bético o Nevado-Filábride, localizado según diversos autores al sur-sureste del Promontorio Balear (p. ej. Guerrero et al., 1993; 2016; 2019; Michard et al., 2002; Viti et al., 2009).

Antes y después de la fase contractiva en las Baleares, hay autores que describen algunas fases extensionales previas o posteriores a la compresión, pero siempre con un carácter secundario de forma que, en general, no intervendrían significativamente en la estructuración del orógeno mallorquín (Benedicto et al., 1993; Parés y Roca, 1996; Céspedes et al., 2001; Sabat et al., 2011). Esto contrasta, sin embargo, con el hecho de que las Baleares se encuentran rodeadas de cuencas marinas formadas, según la mayor parte de los autores, coétaneamente a los cabalgamientos de Mallorca, correspondientes al Surco de Valencia al NO, Cuenca Argelino-Balear al SE y Cuenca Liguro-Provenzal al NE (Cherchi & Montadert, 1982; Burrus, 1984; Jolivet & Facena, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Gelabert et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Pellen et al., 2016; de la Peña et al., 2020, entre otros). Sin embargo, trabajos preliminares recientes han descrito una importante tectónica extensional responsable del desmantelamiento del haz de cabalgamientos de Mallorca durante el Mioceno Medio (Booth-Rea et al., 2016; Moragues et al., 2018), que podría estar a su vez relacionada con la apertura de la cuenca Argelino-Balear en el Mioceno Medio y Superior (Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; Haidar et al., 2021).

El Surco de Valencia, al NO del Promontorio Balear, se ha interpretado como una cuenca Neógena (Doblas & Oyarzun, 1990; Maillard et al., 1992; Roca y Guimerá, 1992; Torné et al., 1992; Sabat et al., 1995; Roca et al., 1999), sin embargo, trabajos recientes sugieren que se estructuró inicialmente en el Jurásico, excepto en su extremo más nororiental en transición hacia la cuenca Ligur (Pellen et al., 2016; Etheve et al., 2018). Además, parte de su subsidencia Neógena, especialmente en su margen suroriental, se ha relacionado con una componente flexural en relación con el frente de cabalgamientos Béticos que afecta a Mallorca (Watts y Torné, 1992). Por tanto, el Surco de Valencia representaría el dominio de antepaís del frente de cabalgamientos de Mallorca. Pero si comparamos a las Baleares con el orógeno Bético ¿dónde estaría entonces el transpaís balear, representado en las Béticas por las denominadas Zonas Internas? Éste debería situarse en la actual cuenca Argelino-Balear, pero esta cuenca es extensional y presenta una corteza oceánica o continental adelgazada generada según diversos autores antes de la estructuración contractiva de Mallorca (p. ej. Schettino & Turco, 2006; Etheve et al., 2016; Leprêtre et al., 2018); nada que ver con las mencionadas zonas internas béticas. Y si seguimos comparando, los frentes de pliegues y cabalgamientos de las zonas externas del orógeno bético se emplazan, principalmente en su sector más próximo al PB, sobre el antiguo macizo Ibérico, mientras que las Baleares lo hacen sobre una cuenca jurásico-oligocena adelgazada.

Hace años que se intuye que al Sur y Sureste de las Baleares debería haber existido un dominio continental, hoy en su casi totalidad desaparecido, que presentaría una estructuración varisca; todo ello a partir de la presencia de cantos paleozoicos en los sedimentos del Mioceno Inferior sin-genéticos a los cabalgamientos (Hollister, 1942; Colom, 1975; Bourrouilh, 1983). Pese a que la presencia de estos cantos apenas ha suscitado interés, basándose en otros datos, algunos autores sugieren que este dominio podría corresponder a AlKaPeCa, un terreno desgajado del margen Europeo que se acertó en el Paleógeno, sufriendo un importante proceso orogénico al Sur de las Baleares y que actualmente forma parte de las zonas internas de las Béticas-Rif (Al), Kabiliyas (Ka), Peloritanos en Sicilia (Pe) y Calabria (Ca), después de importantes desplazamientos tras la apertura de las cuencas del MO (p. ej. Boullin et al., 1986; Lonergan and White, 1997; Booth-Rea et al., 2007; van Hinsbergen et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015). Otros trabajos, sin embargo, separan a este dominio del promontorio Balear por medio de un surco oceánico desde el Mesozoico y lo denominan microplaca Mesomediterránea (p. ej. Guerrero et al., 1993; 2019; Frizon de Lamotte et al., 2000; Michard et al., 2006; Handy et al., 2010, entre otros). Estos dos últimos modelos requieren de grandes desplazamientos de los dominios de AlKaPeCa o microplaca Mesomediterránea hasta alcanzar su posición actual en las zonas internas de los orógenos alpinos del MO. Estos desplazamientos se habrían producido en relación con el retroceso o “rollback” de láminas subducidas de litosfera del Tethys (p. ej. Lonergan y White, 1997; Faccenna et al., 2004; Chertova et al., 2014) y gracias a la rotura lateral y progresiva de sus extremos a lo largo de zonas transformantes de salto en dirección denominadas “*Subduction Transfer Edge Propagators*” o zonas STEP (Govers et al., 2005; Mancilla et al., 2015).

Es por tanto manifiesta la controvertida posición de las Baleares dentro del MO y su estudio podría aportar importantes datos para entender la evolución tectónica de esta región. Pero para la gran mayoría de autores, las Baleares durante este largo y complejo proceso se comportarían como un bloque rígido; la pregunta de partida era entonces: ¿Es posible hallar en la isla de Mallorca indicios que nos permitan diferenciar entre los modelos tectónicos y paleogeográficos indicados anteriormente, e incluso de fases anteriores a la compresión miocena, tal como ocurre en otras zonas del Mediterráneo o se deduce de los estudios geofísicos realizados en las cuencas que la rodean? ¿Podrían ser las extensiones del Oligoceno Superior y del Mioceno Medio

descritas aquí representativas de las estructuras que produjeron la apertura de la Cuencas Liguro-Provenzal y Argelino-Balear?

Nuestra investigación, que de entrada podría parecer un tanto dispersa, hace hincapié en la descripción de estos estadios extensionales centrados en dos casos particulares que, atendiendo a criterios cronológicos, serían: i) la extensión oligocena (Fm. Cala Blanca), centrándonos en el Cabo de Capdepera de las SLL y en Solleric, en la ST; ii) la extensión posterior al frente de pliegues y cabalgamientos miocenos, ejemplarizada en el extremo meridional y central de las SLL, con todas las aportaciones que ello representa de cara a la resolución del controvertido tema de la evolución del Mediterráneo. Finalmente, en el contexto del trabajo de campo realizado en esta tesis, se han recogido muestras de las turbiditas del Mioceno Inferior para realizar, con ayuda de investigadores de la Universidad de Granada y del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, un análisis de procedencia a partir de circones detríticos, actualmente en fase de estudio.

Pese a que se daba por hecho, por criterios fundamentalmente sedimentológicos, que los potentes niveles detríticos aluviales o fluvioaluviales del Oligoceno superior (Fm. Cala Blanca), que se extienden por el norte y centro de la isla de Mallorca se habían originado en un escenario extensional (Oliveros et al., 1960; Colom, 1975; Pomar et al., 1983; Fornós et al., 1991, Ramos-Guerrero et al., 2000), hasta la fecha no se había podido verificar tal hipótesis. El hallazgo del afloramiento situado en las proximidades del Cabo de Capdepera junto con otros de similares características en la ST, como el de Solleric, nos han permitido describir la extensión oligocena previa a la fase de pliegues y cabalgamientos miocena.

Los sedimentos mesozoicos y cenozoicos en Mallorca, hasta el Mioceno Inferior, se encuentran imbricados en un haz de cabalgamientos estando variablemente afectados por un clivaje espaciado producto de la fase tectónica compresiva producida durante el Burdigaliense - Langhiense (Alvaro, 1987; Gelabert et al., 1992, Gelabert, 1998), o incluso, según otros, podría iniciarse antes; durante el Oligoceno Superior- Aquitaniense (Sàbat & Santanach, 1987). El acortamiento está relacionado y presenta la misma edad, quizás un poco anterior, que el que da lugar a los cabalgamientos béticos. Esta fase compresiva está ampliamente estudiada y descrita, sin embargo, nos interesa analizar el contexto y la procedencia de las facies turbidíticas en cuencas de tipo piggy-back sobre el sistema de pliegues y cabalgamientos (Rodríguez-Perea, 1984). La denudación de los relieves producidos en relación con el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca, y también de otros más internos, da lugar a la presencia de olistostromas emplazados entre el flysch mioceno, con tamaños y litologías muy variadas: grauvascas paleozoicas, dolomías del Rethiense, margocalizas del Jurásico, calcarenitas bioclásticas y facies lacustres del Eoceno superior y Oligoceno inferior y calizas bioclásticas de facies litorales miocenas sincrónicas a las turbititas. Algunos de estos olistostromas, pensamos, han sido incorrectamente interpretados como klippen de supuestos mantos de corrimiento. De igual modo, sugerimos que algunos contactos mecánicos correspondientes a fallas normales de bajo ángulo, han sido interpretadas como cabalgamientos (Moragues et al., 2018).

En algunas visitas previas pudimos observar como abundaban las fábricas extensionales (planos de cizalla C') en los materiales jurásicos y cretácicos de la ST y, sobre todo, de las de Llevant, que daban desplazamientos en general distintos a los esperados en relación a la dirección del acortamiento. Anteriormente, estas superficies de cizalla se habían interpretado como un clivaje generado por el acortamiento en la base de los rellanos o las rampas de los cabalgamientos (Parés et al., 1986, Sàbat, et al, 1988, Gelabert, et al., 1992, Gelabert, 1997). Además, para explicar la presencia de series substractivas se acudía a la existencia de fallas normales previas (Cretácicas) posteriormente invertidas en el Mioceno (Gelabert, 1997). Todo ello hizo que nos

replanteáramos la necesidad de realizar una revisión cartográfica analizando la geometría y cinemática de las fallas de la región de las Sierras de Llevant.

Ya desde el inicio de los trabajos de reconocimiento detectamos en ambas sierras, además de las fallas inversas, la presencia de fallas de desgarre u oblicuas de orientación NE-SO junto con otras fallas normales de alto y bajo ángulo. En los trabajos previos sobre la estructura de las Sierras (Anglada et al., 1986, Parés et al., 1986; Álvaro, 1987; Sàbat et al., 1988; Gelabert, 1998), las fallas normales o de salto en dirección siempre ocupan un papel marginal resultado de la relajación posterior al acortamiento mioceno, o, en todo caso, se interpretan como rampas laterales asociadas a los cabalgamientos. Es cierto que si observamos la cartografía de la Sierra de Tramuntana del Plan MAGNA del Instituto Geológico y Minero (1991), ésta presenta una tupida red de fallas normales con planos de falla subverticales y direcciones predominantes NE-SO que en ocasiones tienen un recorrido kilométrico. Se asocian a una fase posterior a la compresión (sin especificar más) y no se encuadran dentro de un marco geodinámico general. En las cartografías estructurales posteriores (Gelabert, 1998; Sàbat y Santanach, 1987), las fallas normales de bajo ángulo y las de desgarre no aparecen y aquellas de dirección NO-SE son interpretadas como rampas laterales de los cabalgamientos por lo que tendrían su misma edad. No ocurre lo mismo con las fallas normales de alto ángulo NE-SO activadas a partir del Serravaliense, que se describen fundamentalmente en los bordes de las Sierras, pero no en su interior.

Con anterioridad se habían llevado a cabo estudios de microestructuras (clivajes, pequeñas fallas, estrías de falla, etc.) realizados en la Sierras de Tramuntana y Llevant, que, en todo caso, eran escasos. Gelabert et al., (1992) y Gelabert, (1997), analizan la estratificación, el clivaje, las fallas contractivas, las fallas transformantes y las estrías de falla de 15 estaciones de medición situadas casi todas ellas en las escamas más septentrionales de la Sierra de Tramuntana. Donde se han medido las estrías de falla (siete estaciones), se observa una mayor concentración en la dirección de desplazamiento del bloque superior al NO, pero también las hay al E o al ENE. En las Sierras de Llevant (Casas y Sàbat, 1987), se describe un clivaje espaciado y abundantes superficies de cizalla produciendo fábricas S-C. La cinemática de estas estructuras, según estos autores, resulta entonces bastante contradictoria, con múltiples direcciones de transporte en ocasiones ortogonales.

Recientemente, se han descrito en trabajos preliminares relacionados con esta tesis, tanto en las sierras de Tramuntana como en las de Llevant, fallas normales de bajo ángulo con transporte OSO-ENE y NO-SE y fallas transfer ENE-OSO que, tras la fase compresional burdigaliense-langhiense, generarían un colapso extensional durante el Langhiense superior-Serravaliense (Booth-Rea et al., 2016; Moragues et al., 2018).

3. ENCUADRE GEOLÓGICO DE LA ISLA DE MALLORCA Y SU ENTORNO PRÓXIMO

Mallorca es la mayor de las islas que emergen del mar Mediterráneo en el denominado Promontorio Balear. Un umbral que presenta una altura respecto a los fondos marinos circundantes de 1.000 a 2.000, de unos 420 km de largo por 120 km de anchura media que se interpreta como la prolongación nororiental del arco orogénico Bético-Rifeño, que se extiende desde el norte de África hasta la zona de la falla dextra Nor-Baleárica que la separa de la cuenca Liguro-Provenzal (Maillard et al., 2020; Figura 1). En esta isla se han diferenciado tres grandes dominios (Figura 1b): las áreas de relieve que incluyen materiales del Mesozoico, Paleógeno y Mioceno Medio, que se sitúan en las denominadas Sierra de Tramuntana (ST), Sierras Centrales (SC) y Sierras de Llevant (SLL); las cuencas o cubetas intramontañosas, colmatadas por sedimentos en general de origen continental que van del Mioceno Medio al Cuaternario y; las plataformas tabulares postorogénicas del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario que orlan a los anteriores relieves y colmatan las cuencas. El primer y tercer dominio se extiende también por las restantes islas de las Baleares, mientras que el segundo es exclusivo de la isla de Mallorca, pese a que tenemos conocimiento de que algunas cuencas se prolongan *offshore* entre las islas y dentro del promontorio. Esta configuración estructural se ha interpretado hasta fechas muy recientes como el resultado de dos procesos tectono-sedimentarios. El primero de ellos de acortamiento y engrosamiento cortical interpretado como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (27-16 Ma.; p. ej. Ayala, 1987; Sàbat y Santanach, 1987; Gelabert et al., 1992, Gelabert, 1997) que daría lugar a las sierras de Tramuntana, Llevant y Centrales y el segundo extensional, que ocurre entre el Mioceno Medio y el Pliocuatnario (13,8-0 Ma) a favor de fallas normales subverticales NE-SO (Oliveros y Escandell, 1960; Benedicto et al., 1993, Gelabert, 1997). Ambos procesos provocarían una configuración de *horst* (sierras) y *grabens* (cuencas) que, junto con las plataformas postorogénicas, es lo que actualmente caracteriza a la isla de Mallorca.

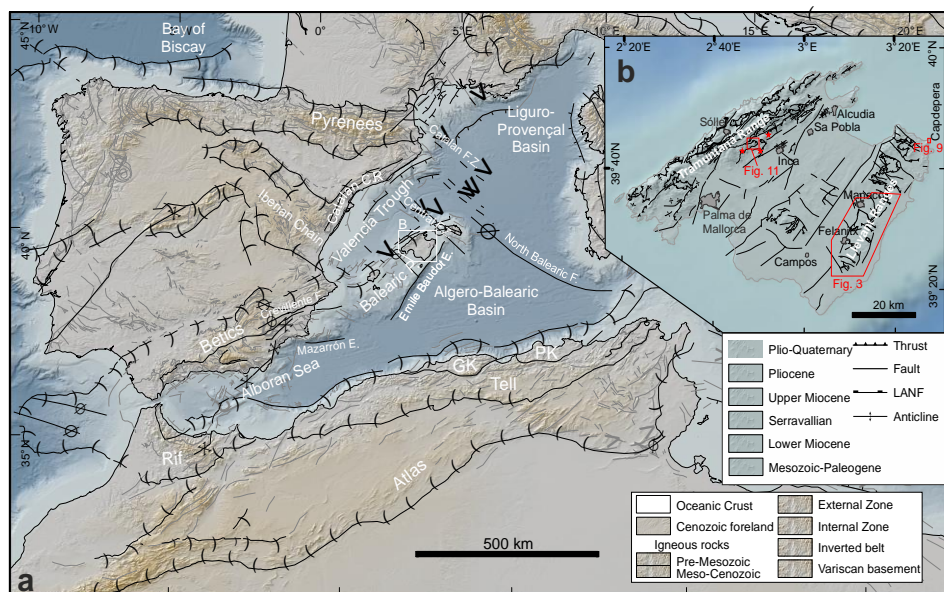


Figura 1. Mapa tectónico del MO incluyendo los principales orógenos y cuencas (A). En el recuadro se muestra la geología de la isla de Mallorca con la localización de las áreas de estudio (B). Los puntos rojos en B indican las zonas donde los sedimentos oligocenos están despegados a partir de fallas normales de bajo ángulo.

Mallorca se sitúa en el centro del PB, un estrecho corredor de corteza continental semisumergida conectada a la Península Ibérica por su extremo occidental y limitada por tres cuencas: la del Golfo o surco de Valencia al NO, la Liguro-Provenzal al NE y E y la Argelino-Balear al S y SE. (Figura 1).

Las cuencas Liguro-Provenzal y Argelino-Balear están separadas entre sí por la transformante Norbalear NBFZ (Figura 1). Ambas cuencas se interpretan como de retroarco formadas en un contexto de retroceso o *roll-back* de losas de litosfera oceánica del Tethys, que actualmente se encuentran bajo los arcos orogénicos Bético-Rifeño, de Calabria y el Tell de Argelia-Túnez (Lonergan y White, 1997; Wortel y Spakman, 2000; Piromallo y Morelli, 2003; Rosenbaum y Lister, 2004; Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2008; Fichtner y Villaseñor, 2015; Booth-Rea et al., 2018b; El-Sharkawy et al., 2020). La cuenca Liguro-Provenzal se formó tras el arco volcánico Oligoceno-Mioceno inferior, presente fundamentalmente en Cerdeña en relación con los estadios iniciales de la subducción en el arco de Calabria (Faccenna et al., 2020). Sin embargo, la Cuenca Argelino-Balear muestra una evolución más compleja, con segmentos de diferente edad, como lo manifiesta la distribución de flujo de calor y anomalías magnéticas, que muestran corteza oceánica más joven en sus extremos oriental y occidental (Poor et al., 2020; Haidar et al., 2021). Además, bajo la cuenca Argelino-Balear se encuentran al menos dos segmentos diferentes de litosfera del Tethys subducida, bajo el arco de Gibraltar y el arco Argelino-Tunecino (Faccenna et al., 2014; van Hinsbergen et al., 2014; Fichtner y Villaseñor, 2015; Kumar et al., 2020). El segmento más occidental de la cuenca Argelino-Balear se formó detrás del arco volcánico en la Cuenca Este de Alborán durante el Mioceno Medio-Superior (Dugggen et al., 2004; 2008; Booth-Rea et al., 2007; 2018a, de la Peña et al., 2020b). La presente segmentación de losas subducidas en el Mediterráneo occidental quizás está determinada por la presencia de fallas transformantes formadas en el estadio del rifting Mesozoico del Tethys (Angrand et al., 2020; Verges y Fernández, 2012).

El *roll-back* de segmentos de litosfera subducida del Tethys se facilitó mediante el desgarre lateral bajo los bordes de los arcos orogénicos del Mediterráneo occidental, a lo largo de *Subduction Transfer Edge Propagators* (STEP) (Govers y Wortel, 2005; Gallais et al., 2013; van Hinsbergen et al., 2014; Badji et al., 2015; Mancilla et al., 2015; Booth-Rea et al., 2018b; Hidas et al., 2019; Jolivet et al., 2021). La formación de arcos orogénicos estrechos en el Mediterráneo occidental relacionados con la migración en el manto superior de losas subducidas induce flujo en el manto que da lugar a una topografía dinámica, con zonas hundidas sobre las losas subducidas y otras con topografía positiva en zonas de retroarco con flujo ascendente de manto (Faccenna et al., 2014). Este último es el caso del Promontorio Balear, localizado sobre una zona de topografía dinámica positiva (Faccenna y Becker, 2020).

3.1. La isla de Mallorca

Síntesis Estratigráfica

Sobre un basamento devónico y carbonífero varisco que aflora en la ST de forma testimonial (Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984), se deposita una secuencia permotriásica y triásica en facies germánica, con un Buntsandstein detrítico continental, un Muschelkal carbonatado en facies de plataforma marina y un Keuper margoso y lutítico, de nuevo continental, que por su

plasticidad sirve de nivel de despegue de las láminas cabalgantes. El régimen de plataforma se mantiene durante el tránsito Triásico-Jurásico dando lugar a una serie dolomítica que pasa gradualmente a calizas micríticas ya en el Lías, generando una potente secuencia carbonatada. El tramo comprendido entre el Permotriás y el Lías superior, que puede alcanzar una potencia media de 1.500 m (Colom, 1975; Bourrouilh, 1983; Rodríguez-Perea et al., 1987; Álvaro et al., 1989), constituye el almacén de la Sierras. Se deposita en la zona de tránsito del margen pasivo de la Placa Ibérica justo en el extremo occidental del mar de Tethys, donde, casi al final del Lías (Pliesbachense), tiene lugar una fase de *rifting* produciendo la ruptura de la plataforma (Sàbat y Santanach, 1984). Comienza entonces un nuevo ciclo pelágico y hemipelágico que se extenderá hasta el Cretácico Medio, con predominio de niveles margosos y margocalcáreos, todo ello en un escenario extensional (Colom, 1975; Álvaro et al., 1989; Caracuel y Olóriz, 1998), con presencia de facies turbidíticas carbonatadas y niveles resedimentados (olistones) procedentes de la plataforma en el Malm (Kettle, 2016), predominio de facies Maiólica con nannofauna en el Cretácico inferior y margas azuladas anóxicas en el Cretácico medio (Colom 1947; 1975; Alvaro et al., 1982). Pese a que se han localizado lechos de calizas en algunos afloramientos aislados y en una posición estructural incierta (Batlle et al., 1972), en la gran mayoría de casos el ciclo pelágico se interrumpe al inicio del Cretácico superior mediante un hiato que, en Mallorca, se prolonga hasta el Eoceno medio ($\approx 100-45$ Ma). Se ha supuesto que esta laguna estratigráfica vendría ocasionada por un engrosamiento cortical relacionado con la génesis de los Pirineos, la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero-Catalana y el orógeno de ALKaPeCa, situado entonces al Sur del PB (Boullin et al., 1986; Azañón et al., 1997; Balanyà et al., 1997; Verges et al., 2002; van Hisbergen et al., 2014), que se encuentra actualmente desmembrado y representado por el dominio de Alborán en las zonas internas de las cordilleras Béticas y Rif, las Kabilias, el Tell y el dominio Calabro-Peloritano en las zonas internas del arco de Calabria. Este engrosamiento cortical de edad Eoceno-Oligoceno inferior que afectó a ALKaPeCa, se ha podido datar en rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura situadas en las zonas internas de los distintos arcos que rodean al MO, las Cordilleras Béticas (Platt et al., 2005, Marrone et al., 2020, Berssiere et al., 2021), la cordillera de Calabria-Peloritana (Rosseti et al., 2002; Heymes et al., 2010), las Kabylias (Brouguier et al., 2017) y Córcega (Martin et al., 2011; Vitale Brovarone and Herwetz, 2013).

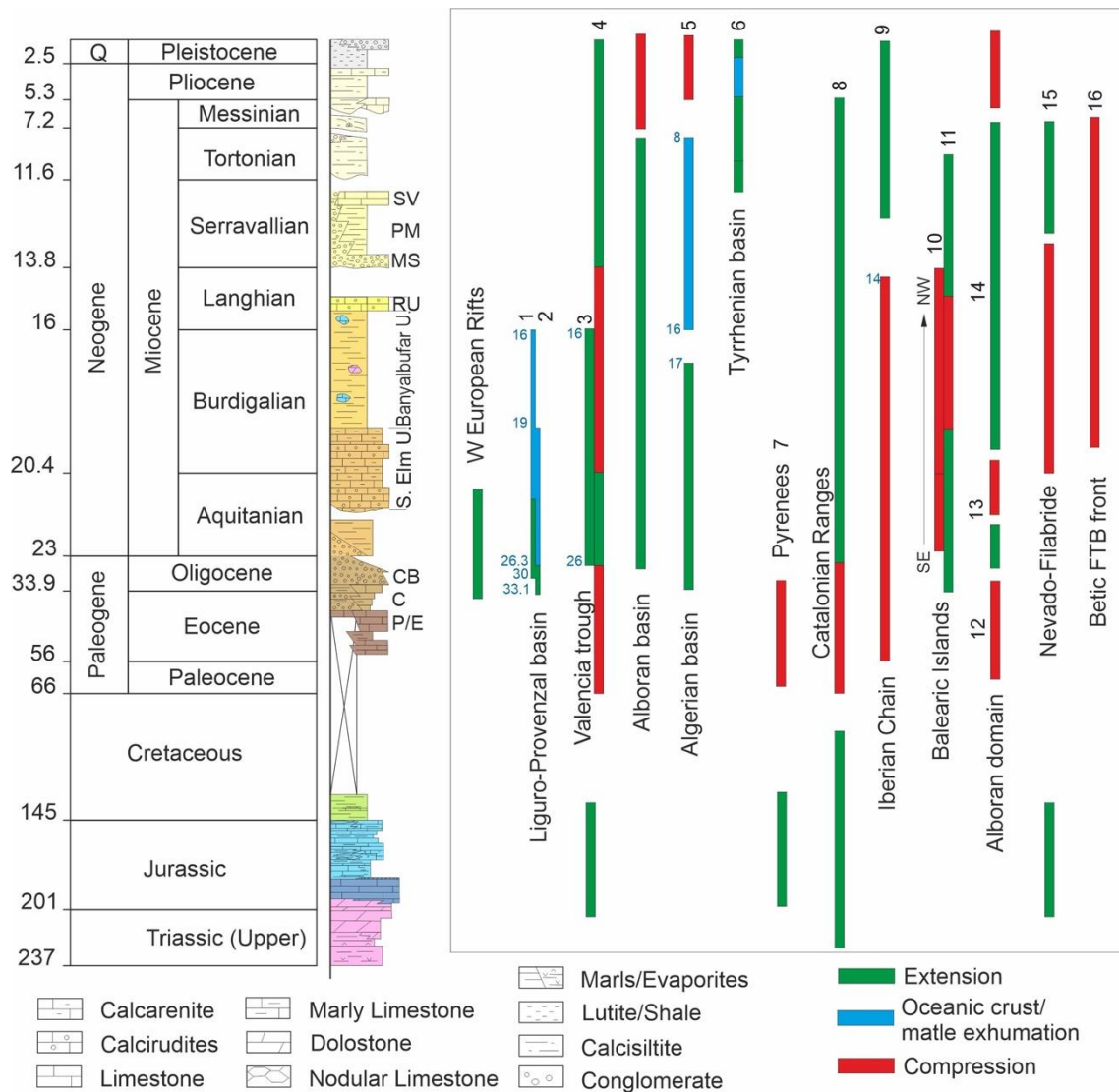


Figura 2. Secuencia estratigráfica de la Isla de Mallorca: Mesozoico, de Sàbat et al., 2011; Paleógeno- Mioceno Inferior, de Colom, 1980 y Martín-Closas & Ramos-Guerrero, 2005; Mioceno Superior-Tortonense, de Ramos-Guerrero et al., 1989, 2000 y Rodríguez-Perea, 1984; Tortonense a Cuaternario, de Ramos-Guerrero et al., 2000. Abreviaciones de las unidades sedimentarias: P/E, Fm. Pegurera/Fm. s'Envestida; C, Fm. Calvari; CB, Fm. Cala Blanca; RU, Unidad de Calcarenitas de Randa; MS, Unidad Limos Rojos Manacor; PM, Unidad de Margas de Pina; SV, Unidad sa Verdadera. Eventos tectónicos del MO (números azules), basado en: 1, Faccenna et al., 2004; Burrus, 1984; 2, Schettino and Turco, 2006; 3, Vergés and Sàbat, 1999; 4, Fontboté et al., 1990; 5, Aïdi et al., 2018; 6, Faccenna et al., 2004; 7, Vergés & Fernández, 2012; 8, Martín et al., 2021; 9, (Liesa and Simón, 2009; Simón et al., 2012; 2021); 10, Sabat et al. (2011); 11, present work; 12, Platt et al. (2005); 13, Hidas et al. (2013), Balanyá et al. (1997); 14, García-Dueñas et al. (1992), Lonergan & Platt (1995); 15, Platt et al. (2006); 16, Balanyá et al. (2007), Iribarren et al. (2007).

Sobre un paleorelieve cretácico, se abre un nuevo ciclo en el Eoceno Medio (Luteciense Superior- Bartonense: ≈ 41-38 Ma.). En el margen meridional de la ST se depositan sedimentos calcáreos lacustres atribuidos al Bartonense de la Fm. Paguera, con potencias que no superan los 100 m. Simultáneamente, en el otro extremo de la isla, al Sur de las SLL y en Cabrera, el Eoceno se inicia con un substrato margoso discordante de origen parálico sobre el que se depositan biocalcarenitas y calizas de plataforma somera de la Fm. s'Envestida,, con una potencia que supera los 200 m (Ramos-Guerrero et al., 1989; Fornós et al., 1991). A continuación, se suceden, tanto en las SLL como en las SC, un conjunto de depósitos con facies marinas y arrecifales de carácter somero; se trata de las Fms.: Calvari, Galdent y Son Sastre de

edades, comprendidas entre el Priaboniense y el Rupeliense Inferior ($\approx 38-30$ Ma.; Ramos-Guerrero et al., 1989; Fornós et al., 1991). Mientras, en la mayor parte de esta época en la ST hay una laguna estratigráfica debida probablemente a la emersión del área. Las tres Fms. antes mencionadas, pese a presentar prácticamente la misma edad, están físicamente desconectadas, lo que dificulta el poder establecer las correspondientes correlaciones (Fornós et al., 1991); En el Oligoceno inferior se inicia una nueva secuencia deposicional (Ramos-Guerrero et al., 1989) que incluye las Fms. Alaró y Cala Blanca, que van del Rupeliense inferior al Chattiense medio ($\approx 35-25$ Ma). La primera está formada por un ciclo poco potente de calcarenitas y conglomerados de origen litoral y la segunda por una potente serie detrítica de origen fluvioaluvial (Oliveros y Escandell, 1960; Ramos-Guerrero et al., 1989).

Sobre una paleotopografía generalmente irregular, se inicia un nuevo ciclo que se extiende por toda la isla; se trata de las calcarenitas bioclásticas, brechas y conglomerados de la Fm. Sant Elm, asignada al Burdigaliense inferior (20-18 Ma.; Rodríguez-Perea y Pomar, 1983; Ramos-Guerrero et al., 1989), o en ocasiones al Chattiense Superior-Burdigaliense Inferior (Fornós et al., 1991). Su potencia en pocas ocasiones supera los 50 m. Se localiza en la ST y también está muy extendida en las SC y SLL. Es precisamente en el Llevant donde muchos de los planos de cabalgamiento se emplazan precisamente sobre esta unidad (Moragues et al., 2018).

Sobre la Formación Sant Elm, en un contexto transgresivo, se depositan posteriormente las margas turbidíticas de la Formación Banyalbufar de edad Burdigaliense-Langhiense Inferior ($\approx 18-14$ Ma; González-Donoso et al., 1982; Eguizabal, 1982; Bourrouyilh, 1983; Rodríguez-Perea y Pomar, 1983, Ramos-Guerrero et al., 1989). Esta unidad presenta facies más proximales tipo calciruditas en la Sierra de Tramuntana donde ha sido estudiada en los acantilados de la zona Norte de la isla, pero está insuficientemente descrita en el resto, donde los afloramientos, pese a ser más potentes, están muy cubiertos. De acuerdo con los modelos existentes para la ST (Ramos-Guerrero et al., 1989; Ferrús et al., 1992), se trata de pequeñas cuencas transgresivas progradacionales que se rellenan con sedimentos procedentes del Sur en relación a una rápida subsidencia en la parte frontal de los frentes de cabalgamiento que las van cubriendo progresivamente. En las sierras de Llevant y Tramuntana, y posiblemente también en las centrales, intercaladas entre las facies de talud y llanura submarina encontramos vertidos olistostrómicos de grandes bloques de Jurásico, Cretácico y Paleógeno asociados a los frentes de cabalgamiento que forman relieves aislados (Batlle i Gallardo, 1979, IGME, Hojas MAGNA, 1991; Moragues et al., 2018). Otro aspecto a destacar, que tiene una gran importancia paleogeográfica, es la presencia entre las margas turbidíticas de flujos gravitatorios de procedencia meridional de clastos paleozoicos o del Permotrias (Hollister, 1942; Colom, 1975), que incluyen litofacies completamente semejantes a las aflorantes actualmente en la isla de Menorca. Cubriendo la serie turbidítica, en el centro y levante de la isla tiene lugar una fase regresiva (Unidad de Calcarenitas de Randa del Burdigaliense Superior-Langhiense que no aflora en la ST ni se ha perforado en las cuencas adyacentes).

El Mioceno Medio y Superior se deposita principalmente en las cuencas neógenas que siguen un patrón de elongación NO-SE y una dirección predominante NE-SO. Pese a estar muy cubiertas, en algunas de ellas se han realizado diversas campañas de sondeos de investigación que, junto con algunos reducidos asomos aflorantes, han permitido describir la secuencia estratigráfica que las colmata. Además, los mapas de anomalías residuales gravimétricas y los sondeos (Ayala et al., 1994; IGME, 1981, 2003), confirman la presencia de estas cuencas intramontañosas separadas por fallas normales NE-SO y NO-SE. Las secuencias serravallenses que inicialmente rellenan los depocentros, están formadas por sedimentos continentales que a muro, y principalmente en los bordes, presentan conglomerados y limos rojos (Unidad de Limos

de Manacor); sobre ellos se superpone una unidad lacustre formada por margas claras y gypsarenitas en ocasiones muy potentes (Unidad de Margas de Pina); y finalmente, a techo aparecen unas calizas laminadas lacustres (Unidad de Calizas de Sa Verdadera), todo ello colmatando cuencas que pueden superar los 1500 m de potencia, con frecuentes discordancias progresivas internas y variaciones de espesor que juegan a favor de fallas normales (Oliveros et al., 1960; Colom, 1975; Pomar et al., 1983; Fornós et al., 1991, Benedicto et al., 1993; Ramos-Guerrero et al., 2000). A partir del Tortoniense Inferior y hasta el Mioceno Superior, algunas cuencas (p.ej. Palma) acaban por colmatarse con potentes series marinas formadas por calcisiltitas bioclásticas (Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas), flanqueadas en sus márgenes por series detrítico continentales (Complejo Terrígeno Marginal), mientras que en las plataformas (*horsts*) hallamos depósitos arrecifales y litorales (Unidad Arrecifal y Complejo Carbonático Terminal; Esteban, 1979), este último relacionado con la crisis de salinidad que presenta calcarenitas bioclásticas que pasan a niveles de yesos seleníticos (Mas y Fornós, 2012). En el Plioceno y Pleistoceno las cuencas se acaban colmatando con niveles marinos de plataforma (Unidad de Calcisiltitas de Son Mir), que a techo soportan limos y conglomerados aluviales (Unidad de Limos Rojos de Palma).

Antecedentes sobre la tectónica de las sierras mallorquinas y sus procesos geodinámicos.

En general se había supuesto que el Permotriás que aflora en la ST se disponía discordantemente sobre un basamento plegado correspondiente a la orogenia hercínica, tal como ocurre en la vecina isla de Menorca, pero no fue hasta la década de los ochenta del pasado siglo cuando se localizó un reducido afloramiento en la base de los acantilados de la Sierra de Tramuntana (Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984). Se trata de unas litofacies muy similares a las del Carbonífero del Norte de Menorca, pero las características del afloramiento no permiten extraer muchas conclusiones sobre su relación con las facies Buntsandstein, en teoría suprayacentes. Todo hace pensar, sin embargo, que al igual que en Menorca el basamento varisco existente en esta isla constituye, también en Mallorca, el zócalo correspondiente al Macizo Ibérico sobre el que se deposita el Mesozoico.

Desde el Permotriás hasta el Lias superior (Pliesbaquiense), el margen occidental de mar de Tethys corresponde a una plataforma estable en donde alternan facies marinas y continentales (Colom, 1975; Alvaro et al., 1989). A partir del Toarciense (183 Ma), tiene lugar una fase de *rifting* que hunde esta plataforma dando lugar al inicio de una sedimentación pelágica y hemipelágica que alcanza hasta el Cretácico inferior (Albiense, 100 Ma). La presencia de estructuras asociadas a esta fase de *rifting*, verificada a partir de criterios exclusivamente sedimentológicos, no se ha podido detectar en la isla de Mallorca, pero sí en la costa de la vecina isla de Cabrera (Sàbat y Santanach, 1984). Hay a continuación una fase de compresión y engrosamiento cortical entre el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior, que da lugar a algunos orógenos que rodean al PB: Pirineos, Cordilleras Costeras Catalanas, Sistema Ibérico y Sur del PB, en donde se emplazaba el continente de AlKaPeCa, del que las Baleares formaban su hinterland. Este engrosamiento se traduce en Mallorca en forma de un paleorelieve erosionado.

El siguiente paroxismo estructural de importancia que se sucede en la isla de Mallorca tiene lugar al final del Paleógeno; se trata de la fase de *rifting* oligocena (Rupeliense-Chatiente Inferior; 28-23 Ma). Se daba por sentado que, siempre en base a criterios exclusivamente estratigráficos, los sedimentos detríticos de la Fm. Cala Blanca estaban asociados a una fase extensional (Ramos-Guerrero et al., 1989; 2001), todo ello, sin embargo, sin haber podido describir hasta la fecha los límites o la geometría de estas cuencas. Entre el Cretácico medio y el

Oligoceno superior también se han descrito varias fases extensionales o de acortamiento ubicadas en Mallorca que han tenido hasta la fecha poco recorrido. Así, Bourrouilh (1983), en base a la composición de los cantos de las facies conglomeráticas del Eoceno Superior, sugiere la presencia de una tectónica de cobertera en las SLL durante esta época. Otros (p. ej. Hollister, 1934; Colom y Sacarés, 1976; Bourrouilh, 1983), describen en la zona central de la isla (SC) una discordancia muy acusada entre el Paleógeno (Fm. Cala Blanca) y el Neógeno inferior (Fm. Sant Elm), lo que les permite hablar de una fase de plegamientos “sávicos”, previos a los del Mioceno Inferior. Años más tarde (Anglada et al., 1986), postulan que en realidad no existe tal discordancia y que se trata simplemente de un contacto mecánico. Por otra parte, algunos autores (Gelabert et al., 1992; y sobre todo Gelabert, 1997), para explicar la presencia de secuencias substractivas en las pilas de cabalgamientos, acuden a la existencia previa de fallas normales “premiocenas” que posteriormente se invierten y actúan como fallas inversas. De todas formas, Gelabert, (1997), habla de la presencia en el Puig den Tió (Andratx) -fuera de nuestra zona de estudio- de una falla normal o direccional anterior al Mioceno inferior.

La extensión oligocena en Mallorca, que se describe con detalle en el capítulo 5, es probablemente algo más joven que las localizadas en las islas de Menorca e Ibiza, que producen semigrabens a partir de fallas de alto ángulo oligocenas (Etheve et al., 2016; Sàbat et al., 2018), superponiéndose a la apertura de la cuenca Liguro-Provenzal (Cherchi and Montadert, 1982; Rehault et al., 1984; Speranza et al, 2002; Ferrandini et al., 2003; Schettino and Turco, 2006). Esta extensión se ha descrito también en el dominio de Alborán, actualmente aflorando en las Zonas Internas Béticas (Booth-Rea et al., 2004; 2005; Garrido et al., 2011), en el dominio orogénico de AlKaPeCa y en las Kabilias (Saadalla and Cabby, 1996). En un escenario de *back-arc*, esta extensión se ha diferenciado igualmente en todo el MO y podría atribuirse a la disminución del movimiento hacia el Norte de África motivada por la colisión de África con Arabia-Eurasia que lo ralentiza (Jolivet and Faccena, 2000).

El desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca durante el Burdigaliense-Languense ha sido hasta fechas muy recientes el proceso geodinámico más significativo descrito en Baleares. El modelo compresivo se ha aplicado por igual a las tres sierras existentes en Mallorca: Tramuntana, Centrales y Llevant, así como en las restantes islas de las Baleares, con algunos matices entre ellas y sobre todo con respecto a la isla de Menorca.

La ST de Mallorca, por ser precisamente la que presenta los relieves más acusados, ha sido el objetivo principal de los trabajos de geología estructural y geodinámica realizados durante los últimos años en la isla, y ha servido como modelo que se ha ido aplicado al resto de los orógenos insulares. Se han publicado algunos trabajos cartográficos y de síntesis referidos a la génesis de sus relieves (Fallot, 1923; Álvaro, 1987; IGME, Hojas MAGNA, 1991; Gelabert, 1997; Sàbat et al., 2011), más una gran cantidad de publicaciones de geología regional que analizan, para nuestro interés desde el punto de vista tectónico, un área o un aspecto en particular de esta cadena montañosa (Pomar, 1979; Batlle, 1979; Sàbat y Santanach 1987; Roca y Verges, 1989; Ramos-Guerrero et al., 1989; Ferrús, 1990; Sàbat et al. 1990; Ferrús et al. 1992; Gelabert et al. 1992; Gil, 1994; López-García, 2000).

Los primeros trabajos con criterios científicos sobre la estructura de la ST se inician en las últimas décadas del siglo XIX (Nolan 1895; Hermite, 1888), pero no es hasta el primer cuarto del siglo XX cuando se establece el modelo estructural que, con algunas significativas aportaciones, ha perdurado casi hasta nuestros días. El modelo inicial (Fallot, 1923), se basa en la presencia de una sucesión de escamas imbricadas vergentes al NO o ONO originadas a partir de empujes procedentes del SE. El nivel de despegue serían las margas, arcillas y yesos del Keuper y la edad

de los cabalgamientos el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Manteniendo aproximadamente el anterior esquema estructural, el modelo se ha ido ampliando y perfilando gracias a las aportaciones de Álvaro y Del Olmo (1984) y Gelabert (1997) entre otros. Los primeros llegan a diferenciar, en algunas ocasiones por deducción: i) una fase inicial de plegamientos entre el Cretácico superior y el Eoceno, ii) una fase extensional en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, iii) una fase compresiva en el Mioceno medio, responsable de la actual estructura dominante de cabalgamientos y iv) una extensión pliocena que da lugar a la actual morfología de la isla. Posteriormente, Álvaro (1987), diferencia un cabalgamiento basal y varios cabalgamientos principales en posición de abanicos imbricados o dúplex en secuencias de *piggy-back* y también en disposición de fuera de secuencia.

Una visión completamente nueva, y que no ha tenido continuidad, fue la que surgió a partir de los trabajos de Pomar, (1976) y (1982). Pese a que los datos de campo, que correlaciona con los de geología marina, están recogidos casi exclusivamente de la ST, las conclusiones propuestas por este autor sobre su evolución tectonosedimentaria las hace extensivas a todas las Baleares. Pone en duda el modelo tectónico de Fallot y presenta un esquema estructural alternativo basado principalmente en la gravedad. Pese a que reconoce la existencia en algunos sectores de una fase compresiva postburdigaliense, propone que en la historia evolutiva de las Baleares han existido tres grandes fases extensionales asociadas a deslizamientos gravitacionales a favor de juegos de fallas normales: la primera durante el Mesozoico, la segunda durante el Paleógeno y la tercera durante el Mioceno inferior. Esta última, se caracterizaría por las intercalaciones en la serie turbidítica de mantos olistostrómicos de materiales calcodolomíticos del Lias y de los niveles plásticos del Keuper, provenientes de la plataforma emergida y que hasta la fecha se habían interpretado como cabalgamientos.

Gelabert et al. (1992) y Gelabert (1997), realizan nuevas aportaciones respecto a los autores precedentes. Siguen con el modelo estructural dominante de P. Fallot de escamas imbricadas con transporte tectónico al NO (N322E) que se desplazan en secuencias de *piggy-back* que en la Sierra de Tramuntana se inician en el Burdigaliense inferior y finalizan en el tránsito Langhiense-Serravalliense. Asociados a los cabalgamientos, diferencian una serie de fallas de transferencia que acomodan y desplazan los diferentes bloques mientras que los pliegues estarían relacionados con los cabalgamientos o las fallas normales. Para explicar la presencia de algunas series substractivas en un episodio contraccional, presuponen una fase previa extensional entre el Cretácico superior y el Eoceno medio que da lugar a fallas normales que en el Mioceno actúan como inversas. Una última fase extensional estaría situada, según ellos, a partir del Serravalliense.

Los estudios de microestructuras (esquistosidades, pequeñas fallas, estrías de falla, etc.) realizados en la ST son escasos (Gelabert et al. 1992; Gelabert, 1997). Los primeros analizan la estratificación, el clivaje, las fallas inversas, las fallas transcurrentes y las estrías de falla de 15 estaciones situadas casi todas ellas en las escamas más septentrionales de la ST. Allí donde se han medido las estrías de falla (siete estaciones), se observa una mayor concentración en la dirección de desplazamiento del bloque de techo al NO, pero también las hay al E o al ENE. Gelabert (1997), reproduce los estereogramas de tres localidades representando estrías, fallas inversas y desplazamientos del bloque de techo. Contrariamente a lo que cabría esperar, los desplazamientos más habituales no están dirigidos al NO.

Las denominadas Sierras Centrales forman un conjunto de colinas, parcialmente cubiertas por series postorogénicas, que culminan en el Puig de Randa, de 542m de altura. Los materiales que afloran se inician en el Triásico superior y le siguen el Jurásico y el Cretácico inferior, ambos pelágicos. Encontramos a continuación una laguna estratigráfica que va del Cretácico superior

al Priaboniense inferior (84-38 Ma), y a partir de aquí se sitúa una serie oligomiocena muy completa que finaliza en el Langhiense (Colom y Sacares, 1976; Anglada et al., 1986; Ramos-Guerrero et al., 1989).

Se distinguen dos sectores; el suroccidental y el nororiental, separados por una falla NO-SE. En el primer sector (área del macizo de Randa) se podrían diferenciar a nivel superficial dos unidades tectónicas (Anglada et al. 1986): la inferior formada por Mesozoico y, en discordancia sobre el Cretácico inferior una serie Chatiense-Langhiense. La escama de la unidad superior estaría constituida exclusivamente por Paleógeno muy verticalizado presentando un nivel de despegue subhorizontal situado en la base de este Paleógeno. Una interpretación de la estructura más profunda la tenemos en Gelabert (1997), que realiza un corte geológico en la zona de varios km de profundidad. Sugiere que los afloramientos de paleógeno de la unidad superior de Anglada et al. (1986), forman en realidad un pliegue sinclinal (*pop-up*) con el plano axial muy vertical vergente al NO y al SE (este último retrocabalgamiento). A mayor profundidad el nivel de despegue, supone, debería ser el Rethiense-Keuper, como en el resto de la isla.

El sector nororiental de las Sierras Centrales, ubicado en el centro de la isla, es muy poco conocido desde el punto de vista geológico. Se trata de un conjunto de colinas dispersas y de escasa altura formadas por series, en general poco potentes, de materiales mesozoicos o paleógenos que se emplazan sobre el Mioceno turbidítico. Se ha interpretado que los contactos mecánicos que sitúan las unidades mesozoicas o paleógenas (no se encuentran nunca juntas) sobre el Mioceno corresponden a planos de cabalgamiento (Darder, 1924; Fallot y Darder, 1925; Escandell y Colom, 1961; Escandell et al. 1992).

En el sector más oriental de la isla de Mallorca localizamos finalmente las Sierras de Llevant (SLL). Se trata de una alineación montañosa de dirección NE-SO de 48 km de largo que en su extremo oriental presenta la máxima anchura (unos 15 km), mientras que se va adelgazando en dirección al mediodía hasta desaparecer, para volver a emerger en la isla de Cabrera. Sus relieves no son tan abruptos como los de la ST y por ello no han sido tan explorados geológicamente. Limita al NE (península de Artà) con el mar Mediterráneo mientras que en dirección SO está fosilizada casi en todo su perímetro por una plataforma tabular postorogénica tortoniense o messiniense. En la parte central se ubica una pequeña cuenca neógena - que hemos denominado de Manacor, con una profundidad máxima estimada por sondeos de 150-200 m (Fuster, 1973), que divide la Sierra en dos sectores: el septentrional y el meridional; en el primero predominarían las estructuras NE-SO, paralelas a las sierras, mientras que en el segundo las alineaciones montañosas y los pliegues van en dirección NO-SE, perpendiculares al resto de la isla (Darder, 1925; Sàbat y Santanach, 1987; Sàbat et al. , 1988).

Los trabajos realizados en las SLL son de carácter estratigráfico, paleontológico y estructural. La serie se asemeja bastante a la de la ST; únicamente destacar algunas diferencias: en Llevant las facies Buntsanstein y Muschelkalk no afloran y el Keuper apenas aparece. Otras diferencias son litológicas y de espesor en las secuencias del tránsito Triásico superior-Lias. En Llevant el paquete dolomítico es mucho más potente y las calizas del Lías, que en Tramuntana forman el armazón de gran parte de sus relieves, en Llevant apenas afloran o están dolomitizadas.

Siguiendo el modelo aplicado en el resto de la isla, para las Sierras de Llevant se sugiere (Darder, 1925; Sàbat y Santanach, 1987), un esquema estructural compresivo que da lugar a láminas cabalgantes NE-SO con vergencia al NO, a excepción del sector meridional en que las estructuras son perpendiculares a las anteriores; NO-SE. A partir de aquí, existen algunas diferencias interpretativas según el autor considerado; Darder (1925), acude a los pliegues tumbados y a los cabalgamientos para explicar una estructura compleja. Separa dos fases tectónicas, la primera

en el sector meridional, en donde diferencia cinco unidades tectónicas, con transporte al NE de edad oligocena y la segunda en el sector septentrional, con otras cinco unidades tectónicas diferenciadas y transporte hacia el SO que tendría lugar al principio del Vindoboniense. Bourrouilh (1983), se centra únicamente en el sector septentrional de estas Sierras. Basándose en las series terciarias aflorantes, describe un extenso conjunto de fases tectónicas. Las más importantes serían las que tienen lugar entre el Burdigaliense y el Tortoniense (20-11 Ma), caracterizadas por la presencia de dos campos de esfuerzos; uno N-S a N 30-50 que reactiva anteriores fallas y genera cabalgamientos y otro N 120-140 que a su vez generan pliegues y cabalgamientos hacia el NO. Detecta la presencia de fallas inversas, pero pone en cuestión la aloctonía de los materiales desplazados sugeridas por Darder y Fallot.

El trabajo más completo realizado hasta la fecha de la totalidad de las Sierras de Llevant surge a partir de la Tesis de F. Sàbat en 1986. Las define como una porción del sistema de pliegues y cabalgamientos miocenos que se extiende por toda la isla de Mallorca. El modelo estructural se basa en dos fases de deformación; una primera contractiva que tendría un primer estadio en el Chatiense superior (≈ 25 Ma) y una segunda, también contractiva, en el Burdigaliense (21-16 Ma). Estas fases dan lugar a cabalgamientos hacia el NO, pero también hacia el SO y NE, todo ello en un contexto de acortamiento SE-NO con desarrollo de rampas laterales oblicuas que, además, generan pliegues de dirección NO-SE. El nivel de despegue sería el Keuper, pero también el Jurásico pelágico y el Eoceno. Finalmente, habría una fase extensional poco acusada que compartimenta en superficie al Mioceno medio postorogénico. En relación con los cabalgamientos, se produce un clivaje espaciado y abundantes superficies de cizalla produciendo fábricas S-C. La cinemática de estas estructuras resulta entonces bastante contradictoria, con múltiples direcciones de transporte, en ocasiones ortogonales (Casas y Sàbat, 1987).

El tema de las grandes unidades estructurales de las SLL, que se corresponden con mantos, láminas o grupos de láminas imbricadas, ocupa a algunos autores. Las unidades inferiores serían las situadas en el extremo septentrional mientras que las superiores en el meridional (Darder, 1925; Sàbat, 1998) y su número varía entre las 10-12 de Darder y las 7 de Sàbat.

Recientemente, se han descrito, tanto en las sierras de Tramuntana como en las de Llevant, fallas normales que, tras el acortamiento Burdigaliense-Langhiense, producirían un colapso extensional durante el Langhiense superior-Serravalliense (Booth-Rea et al., 2017, Moragues et al., 2018). Estos trabajos dan un vuelco a los anteriores modelos y enfatizan la presencia de fallas normales de bajo ángulo con dos direcciones de extensión ortogonales y transporte NE-SO y NO-SE que dan lugar, principalmente en el Llevant, a la mayor parte de los contactos mecánicos entre las diferentes unidades. Además, se identifican fallas normales y de salto en dirección NE-SO y NO-SE pudiendo estas últimas haber actuado como *transfer* de los sistemas de fallas normales. Las fallas normales de bajo ángulo producen un adelgazamiento de los cabalgamientos previos, frecuentes omisiones de la serie stratigráfica y deformación muy penetrativa con desarrollo de superficies de cizalla, especialmente en los materiales menos competentes como las margas pelágicas del Cretácico o del Jurásico superior. La extensión se produce posteriormente a la compresión burdigaliense-langhiense, muy probablemente en el Serravalliense y podría estar relacionada con el desplazamiento hacia el Oeste de las zonas internas de las Béticas y la apertura de la Cuenca Argelino-Balear.

Hay escasos trabajos que incidan en esta fase distensiva serravalliense posterior al haz de pliegues y cabalgamientos del Burdigaliense-Langhiense. Las fallas normales NE-SO, que según ellos absorben toda la distensión miocena en Mallorca, se limita a los bordes de las cuencas y apenas se localizan en el interior de las sierras. Serían el resultado de procesos de reajuste

posteriores al acortamiento y que van del Serravaliense al Cuaternario (Oliveros et al, 1960; Benedicto et al. 1993; Gelabert, 1997). Además, las fábricas extensionales que se localizan principalmente en los materiales menos competentes del Jurásico medio-superior y Cretácico, se han interpretado hasta fechas muy recientes como clivajes relacionados con la base de los planos de cabalgamiento (Parés et al., 1986; Sàbat et al., 1988).

En los últimos años se han llevado a cabo algunos estudios sobre tectónica reciente y neotectónica (Mioceno superior-Cuaternario) en la isla de Mallorca (Céspedes et al, 2001; Giménez, 2007 y Mas et al., 2014; Silva et al., 2016). El primero caracteriza el campo de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas en los sedimentos plio-cuaternarios de la bahía de Palma, deduciendo que se depositaron en un campo de esfuerzos con un eje de máxima extensión NO-SE. Para Giménez (2007), existen suficientes evidencias que nos indican que la extensión neógena ha finalizado y que a partir del Plioceno y hasta la actualidad tendríamos un campo de esfuerzos de desgarre parecido al existente al SE de la península (Goula et al., 1999). Mas et al. (2014) analizan la falla de Sencelles, llegando a la conclusión de que, si inicialmente se trataba de una falla normal, a partir del Mioceno superior y Plioceno se transforma en una falla direccional sinistral. Finalmente, el equipo de Silva (referencia) corrobora la actual actividad de la falla de Sencelles a partir de poblaciones de líquenes y su relación con el último gran terremoto ocurrido en la isla en 1851.

Las Cuencas Intramontañosas

Entre los sistemas montañosos de la isla de Mallorca se instalan una serie de cuencas neógenas: Palma, Inca, Sa Pobla, Campos y Manacor (también con otras denominaciones según el autor) en donde se acumulan sedimentos marinos y continentales que van del Serravaliense al Cuaternario y cuyas secuencias y profundidad son relativamente conocidas gracias a los sondeos de investigación de carbón y acuíferos, mapas de anomalías gravimétricas y un sondeo profundo (1.670 m) de investigación de gas natural (Sondeo Mallorca I- GASINEX, Inédito). De acuerdo con la bibliografía existente, el origen de estas cuencas habría que buscarlo en la presencia de fallas normales de gran ángulo postlanghienses y dirección general NE-SO que hundieron y escalonan el basamento dando lugar a una configuración de *horsts* y *grabens* (Oliveros et al, 1960; Colom, 1967; Benedicto et al. 1993; Gelabert, 1997; Sabat et al., 2011).

De entre todas las cuencas, la más estudiada es la de Inca que, además de ser la más profunda *onshore*, dispone de un gran número de sondeos que la atraviesan. Se sitúa en los llanos centrales de la isla, entre la Sierra de Tramuntana y las Sierras Centrales (Figura 1b). En realidad, forma parte de un conjunto de cuencas alineadas NE-SO separadas por umbrales cuyos depocentros se sitúan en El Arenal de Palma, Inca-Santa Eugènia, Llubí y Can Picafort.

Los primeros estudios sobre la Cuenca o Cubeta de Inca son fundamentalmente sedimentológicos y están basados en los datos aportados por los sondeos mecánicos de investigación de lignitos o de aguas subterráneas (Oliveros et al., 1960; Colom, 1967; Fuster, 1975; Simó y Ramón, 1986, entre otros). Otras publicaciones sobre la estructura de la cubeta (Benedicto et al., 1993; Gelabert 1997) hablan de un semigraben controlado por la falla de Sencelles, situada en el sector meridional de la cuenca que ha actuado desde el Serravaliense hasta el Cuaternario. Posteriormente se añaden a los datos de partida, además de los de superficie y los sondeos, los que provienen del Mapa de Anomalías Residuales Gravimétricas (IGME, 1981), datos magnetotéluricos y perfiles sísmicos de reflexión realizados en 1990 por la empresa GASINEX.

La falla de Sencelles, que es la estructura principal, sería una falla normal con un salto máximo estimado de 750 m que desde el Serravaliense hasta el Cuaternario controlaría el relleno de la cubeta con un episodio de subsidencia máximo durante el Serravaliense (Benedicto et al., 1993). El substrato estaría formado por las mismas unidades cabalgantes mesozoicas, paleógenas y del Mioceno inferior y medio que afloran en la Sierra de Tramuntana. Pero si, para estos autores, la traza de la falla de Sencelles está perfectamente delimitada en el borde meridional de la Cubeta de Inca, no ocurre lo mismo con su extremo septentrional, en donde el contacto de la cuenca con la ST estaría desdibujado o, en todo caso, regulado por un conjunto de fallas normales NE-SO de menor entidad. Sin embargo, Gelabert (1997), propone para el contacto entre las Sierras y la cercana cuenca de Sa Pobla y a partir de la cartografía del supuesto *roll-over* de Santa Margalida, aplicando para ello el método de pliegues Kink (Suppe, 1985), la presencia de una falla normal al pie de la ST de unos 1.500-2.000 m de salto. Al respecto, Céspedes et al. (2001), analizan el campo de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas en el anticlinal de Santa Margalida (Tortonense y Messiniense) concluyendo que este sería extensional y de tipo radial, dada su dispersión.

3.2. Las Islas de Ibiza y Menorca

La isla de Ibiza es la más meridional y la más pequeña de las tres mayores islas de las Baleares y, también, la más próxima a la península Ibérica como continuación del Prebético de Alicante (Díaz de Neira and Gil, 2013) (Fig. 1). Presenta una serie estratigráfica similar a la de Mallorca, pero con algunas salvedades: el Permotriás no aflora, pero la serie jurásica y cretácica es más completa que en Mallorca, aunque presentan algunas particularidades en función de la escama tectónica considerada (Rangheard, 1971; Díaz de Neira y Gil, 2009). Hay una laguna estratigráfica que va del Cretácico superior al Mioceno Inferior (66-20,5 Ma; Rangheard et al., 2011). A partir del Burdigaliense Medio la serie miocena es completa con la presencia de niveles conglomeráticos y margosos pertenecientes al Burdigaliense Medio-Langhiense Inferior afectados por la tectónica compresiva (Duran-Delga et Rangheard, 2013), le siguen los sedimentos transgresivos postorogénicos, que van del Mioceno Superior al Plioceno, con predominio de litologías carbonatadas.

Al igual que en Mallorca, el acortamiento mioceno predomina también en los relieves de la isla de Ibiza. En ella se han diferenciado tres unidades tectónicas cabalgantes, prolongación hacia el NE de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, vergentes, como en Mallorca, al NO (p. ej. Rangheard, 1971; Rangheard et al., 2011), que se han mantenido con algunas modificaciones hasta nuestros días. Así, Duran-Delga et Rangheard (2013), mantienen las tres unidades tectónicas y atribuyen a la compresión una edad comprendida entre el Burdigaliense Superior y el Serravaliense Inferior. Dividen la isla en tres sectores separados por dos fallas transfer NE-SO que cortan a los cabalgamientos. En un trabajo posterior (Etheve et al., 2016), proponen una fase compresional en el Mioceno medio con cabalgamientos enraizados en el basamento y varios niveles de despegue.

Como ya hemos comentado, la isla de Menorca presenta unas particularidades litológicas y estructurales que la diferencian de las de Ibiza, Mallorca y las Zonas Externas béticas. La serie se inicia en el Norte de la isla con una potente secuencia paleozoica que incluye depósitos del Silúrico Superior, Devónico, Carbonífero y Pérmico Superior, con destacadas lagunas estratigráficas entre ellos. En general, se trata de pizarras, areniscas, microconglomerados y niveles olistostrómicos propios de un medio marino de talud y fondo abisal débilmente metamorfizados. El Mesozoico incluye un Triásico con facies Bundsandstein, Munchelkalk y

Keuper, un Jurásico dolomítico y un Cretácico Inferior carbonatado. Encontramos a continuación una laguna estratigráfica que va del Cretácico Medio al Eoceno Superior (110-35 Ma; Martín-Closas y Ramos-Guerrero, 2005), y otra que va del Oligoceno inferior hasta el Serravalliense (28-14 Ma; Sabat et al., 2018). El Eoceno Superior-Oligoceno Inferior está formado por brechas aluviales que afloran localmente en un *graben* producido por una fase extensional con transporte de componente NO relacionada con la apertura de la cuenca Liguro-Provenzal (Sàbat et al., 2018). En relación con esta fase extensional, también se describen despegues entre el Jurásico carbonatado y el Trías infrayacente. Los sedimentos del Mioceno Medio-Superior muestran una secuencia transgresiva que comienza con conglomerados continentales que evolucionan a techo hacia niveles de plataforma marina y arrecifales. El Plioceno no aflora y el techo de la serie lo forman los niveles de dunas fósiles cuaternarias.

Gran parte de las particularidades de la isla se centran en el estilo tectónico que en su caso tendría la orogenia alpina, teniendo en cuenta que existe una orogenia varisca previa que condiciona a esta última y que la secuenciación de los eventos tectónicos alpinos presenta algunas dificultades de interpretación a causa de la ausencia en la isla de depósitos del Paleógeno y Neógeno Inferior (Bourrouilh, 1983; Sàbat et al., 2018). Estos autores sostienen que la compresión del Mioceno Inferior, que en Menorca se traduciría en tres frentes de cabalgamientos, tiene una dirección N-S y una vergencia al Oeste, diferente al resto de las islas Baleares y posterior a la que encontramos en Córcega y Cerdeña. Algunos modelos paleogeográficos del MO de hace unos 30 Ma, sitúan a la isla de Menorca en una posición mucho más septentrional que la que ocupa hoy en día (p. ej. Etheve et al., 2016), lo que, de acuerdo con ellos, justificaría las diferencias con el resto de las Baleares y su desconexión con las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

3.3. las Cordilleras Béticas y el Promontorio Balear

Las islas Baleares, y en concreto la isla de Mallorca, son una pequeña porción del cinturón de relieves alpinos circummediterráneos: Baleares, Béticas, Arco de Gibraltar, Rif, Tell, Kabilias, Arco de Calabria y Apeninos. Dentro de este contexto es fácil observar que el mismo Promontorio es la continuación hacia el NE del orógeno Bético, del que geológicamente formaría parte (Figura 1). Clásicamente en las Cordilleras Béticas se han diferenciado tres grandes dominios: el Complejo del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las Zonas Externas (p. ej. Balanyà y García-Dueñas, 1987). Los dos primeros se caracterizan por la presencia de unidades autóctonas que se emplazan sobre las Zonas Externas, mientras que éstas últimas, con un grado de aloctonía mucho menor, se sitúan mediante contacto mecánico sobre el macizo Ibérico que constituía su antepaís, todo ello como resultado de los movimientos relativos de las placas Ibérica y Africana desde el Cretácico hasta la actualidad (Lepretre et al., 2018; Guerrero et al., 2019, entre otros).

El complejo del Campo de Gibraltar, a pesar de pertenecer al orógeno bético, guarda actualmente poca relación con el Promontorio Balear. Está formado por sedimentos marinos que cabalgan los unos sobre los otros correspondientes a facies profundas mesozoicas y cenozoicas depositadas y despegadas de un substrato oceánico hoy desaparecido por subducción (Duran-Delga et al., 2000; Martín-Algarra et al. 2004; Luján et al., 2006). Forma un abanico imbricado de cabalgamientos no metamorfizados, con una intensa deformación asociada a un prisma de acreción situado entre las Zonas Externas e Internas en la parte occidental de las Béticas y el Rif, y también a lo largo del Tell en Argelia o en el arco de Calabria.

Las Zonas Internas, también denominadas Dominio de Alborán, presentan series que van del Ordovícico (o incluso más antiguo) al Mioceno (Galindo Zaldívar et al. 2009; Vera 2004; Rodríguez-Fernández et al. 2013). Se diferencian de abajo a arriba tres complejos polimetamórficos, formados a su vez por una superposición de unidades cabalgantes: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide. Hoy en día se acepta que el complejo Nevado-Filábride proviene de la subducción y metamorfismo del margen sudibérico debajo de los Complejos Alpujárride y Maláguide (actualmente, considerados como el Dominio de Alborán) entre el Mioceno Inferior y Medio (Booth-Rea et al., 2015; Jabaloy et al., 2018). El Dominio de Alborán, restringido actualmente a los dos complejos superiores, se ha interpretado como parte de un terreno orogénico alóctono denominado AlKaPeKa (Boullin, 1986; van Hinsbergen, 2013) o dominio Mesomediterráneo (Guerrera et al., 2016).

Tanto por su proximidad geográfica como por sus características tectonosedimentarias, a las Baleares se las ha relacionado casi siempre con las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, principalmente en lo que se refiere a las islas de Ibiza y Mallorca. Las Zonas Externas (Comas y García Dueñas, 1987) son las que ocupan una mayor superficie del edificio bético, desde las proximidades de la costa alicantina hasta el Golfo de Cádiz (Figura 1), siendo la dirección estructural dominante NE-SW. Están limitadas por el Macizo Ibérico y la cuenca del Guadalquivir en el sector septentrional o por las Zonas internas y/o las Cuencas Neógenas postorogénicas en el sector meridional, pero, en todo caso, sus límites corresponden siempre a estructuras de deformación. En las zonas externas predominan las facies marinas mesozoicas y cenozoicas depositadas desde el Triásico hasta el Mioceno en el paleomargen suroriental del Macizo Ibérico que, entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior (Azañón et al. 2012), se despegaron de su basamento prealpino imbricándose hacia el O-NO (p. ej. Platt et al., 2003; Balanyà et al., 2007; Pérez-Valera et al., 2017)

Las zonas externas, y especialmente las zonas de contacto entre éstas y las internas, están afectadas por despegues extensionales del Mioceno Medio a Superior que actúan sobre series en las que alternan materiales dúctiles y frágiles, lo que le confieren una fábrica característica con adelgazamientos y *boudinage* de las secuencias previas (Galindo-Zaldívar, 2000; Booth-Rea y Azañón, (2003); Booth-Rea et al. 2004; Roldan et al. 2011; Azañón et al. 2012). En relación con estos procesos extensionales, se han generado diversas cuencas Neógenas intramontañosas como las de Lorca, Guadix, Granada y Ronda entre otras (Hermes, 1985; Soria y Viseras, 2008; Rodríguez-Fernández et al., 2013). En los últimos años se han diferenciado en ellas una serie de unidades caóticas (melanges) de origen olistostrómico o tectónico, entre las que se entremezclan sedimentos del Triásico, Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior ligados a entornos de cuñas orogénicas o de descompresión de plataformas (García-Cortés et al. 1991; Roldan et al., 2011; Rodríguez-Fernández et al. 2013).

En función de sus características tectonosedimentarias, las Zonas Externas se han dividido en dos grandes unidades: el Prebético y el Subbético, mientras que entre ambas se sitúan las denominadas Unidades Intermedias (Azema et al. 1971; García-Hernández et al., 1980; Hermes 1985, Azañón et al., 2012). En el Prebético dominan las facies marinas poco profundas con intercalaciones de niveles continentales; en general, su grado de aloctonía es más reducido que en el Subbético a excepción de sus zonas externas, donde predominan las sucesiones de escamas imbricadas de materiales triásicos y jurásicos. Ya en posiciones más internas, encontramos potentes series cretácicas, paleocenas y del Mioceno inferior con predominio de pliegues vergentes al NO.

Al igual que con el Prebético, la serie estratigráfica del Subbético se inicia con niveles correspondientes a facies de ambientes someros, pero, a diferencia de la unidad anterior, a partir del Pliesbaquiense superior tiene lugar una etapa de *rifting* en el margen sudibérico de forma que los depósitos jurásicos y cretácicos son cada vez más profundos. El Subbético, que cabalga sobre el Prebético, presenta una estructura compleja y desconectada a nivel de afloramientos. Se han diferenciado tres unidades: Externa, Central e Interna; La primera y la tercera unidad presentan un cierto ordenamiento estructural; las láminas cabalgantes son tendidas con vergencia hacia el N o NO, pero también son frecuentes los retrocabalgamientos vergentes al Sur (Roldan et al., 2011 y Rodríguez-Fernández et al., 2013), mientras que la unidad central se caracteriza por la presencia de niveles brechificados, fundamentalmente triásicos, que han perdido su cohesión y continuidad interna debido a la presencia de fallas direccionales: es lo que se conoce como los Complejos Caóticos Subbéticos (Hermes, 1985) .

El contacto entre los dominios Subbético y Prebético se encuentra cortado en las Béticas Orientales por fallas de salto en dirección dexas, interpretadas como parte de un límite transformante (Subduction Transform Edge Propagator, STEP), como la falla de Crevillente, (Nieto y Rey, 2004; Pérez-Valera et al., 2013; Mancilla et al., 2015; Martín-Martín et al., 2018). Este hecho sugiere grandes desplazamientos laterales entre ambos dominios (Geel y Roep, 1998; Nieto y Rey, 2004).

De acuerdo con diversos modelos cinemáticos (Sanz de Galdeano y Vera 1992; Lonergan and White, 1997; Gueguen et al. 1998; Spakman and Wortel, 2004; Booth-Rea et al., 2005; Platt et al. 2013; Chertova et al., 2014; Etheve et al., 2016), la génesis de las cordilleras Béticas está íntimamente relacionada con la subducción de un segmento de la corteza del margen ibérico y parte de la litosfera oceánica de la rama más occidental del Tethys bajo el Dominio de Alborán. El retroceso o *roll-back* hacia el oeste de esta litosfera a partir del Aquitaniense superior, permitió la migración de una porción del dominio continental Mesomediterráneo o de Alborán suprayacente hacia el Oeste hasta formar el Arco de Gibraltar. Este desplazamiento dio lugar al acortamiento de las series mesozoicas del Prebético y Subbético del margen pasivo sudibérico y, finalmente, al emplazamiento sobre ellos de las series metamórficas del Dominio de Alborán. En todo el desarrollo de este modelo juega un papel primordial la falla transcurrente dextra situada al sur del Promontorio Balear. La génesis de las cordilleras Béticas presenta hoy en día algunas lagunas no del todo explicadas: una de ellas es la coetaneidad en su mismo seno de procesos extensionales y compresivos principalmente entre las Zonas Internas y Externas (Gelabert et al. 2002; Lonergan and White, 1997; Platt et al. 2013).

El promontorio Balear (PB), es un umbral semisumergido de unos 380 km de largo y unos 120 km de amplitud media emplazado sobre una adelgazada corteza continental de 22 a 26 km (Díaz and Gallard, 2009), que a su vez se superpone a una litosfera, también adelgazada, de unos 70 Km (Jiménez Munt et al., 2003). Se extiende desde el extremo más oriental de las Cordilleras Béticas hasta la Cuenca Liguro-Provenzal, donde queda interrumpido por la falla transformante dextra Norbaleárica, que permitió la rotación antihoraria de las islas de Córcega y Cerdeña (Lonergan and White, 1997). Los datos batimétricos nos indican que en ambos márgenes, NO y SE, la plataforma continental es estrecha y que hay discontinuidades importantes, probablemente de carácter mecánico, entre la península ibérica e Ibiza y entre las islas de Ibiza-Formentera y Mallorca (donde se alcanza la mayor profundidad). Entre Mallorca y Menorca la plataforma miocena postorogénica fosilizaría una probable fractura (Pellen et al., 2016). Se postula que estas discontinuidades actúan como fallas transformantes que, activadas por la subducción de la placa africana bajo la europea, separan bloques que se desplazan a diferente

velocidad (Dewey et al., 1989; Viti et al., 2009; Bouyahiaoui et al., 2015; Etheve et al., 2016; Pellen et al., 2016). En general, se da por hecho que el mencionado promontorio presenta las características tectonosedimentarias comunes de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, así como de las zonas emergidas de las islas de Mallorca, Menorca e Ibiza. Pese a que existe una cierta controversia, la mayoría de autores sitúan al promontorio en el Subbético, sin embargo, otros lo emplazarían en el Prebético (Duran-Delga et Rangheart, 2013), o relacionado con las Kabilias (Verges y Fernández, 2012).

El PB se ha interpretado hasta la fecha como una porción del sistema de apilamiento de láminas cabalgantes hacia el ONO existente en las cordilleras Béticas, pero, a diferencia de ellas, su frente de deformación se encuentra en el surco de Valencia. El hecho de estar situado entre dos cuencas, la del Surco de Valencia y la Argelino-Balear, le da una extraña configuración, sobre todo si se tiene en cuenta que la extensión en ambas cubetas y la compresión en el Promontorio se han interpretado como sincrónicas. Esta anómala evolución tectónica apenas ha sido objeto de estudios de detalle. En la mayoría de esquemas geodinámicos o reconstrucciones palinspásticas del MO publicados se representa al PB como un frente de cabalgamientos (continuación del Frente Bético), de dirección NE-SO y sentido de desplazamiento hacia el NO, limitado al SE por el escarpe (falla transfer) de Emile Baudot y al NO por la zona central del Golfo de Valencia, a partir de la cual domina ya la extensión (p.e. Doglioni et al., 1999; Vera 2004; Carminati et al., 2012; Douwe et al., 2013; Etheve et al., 2016).

Algunos autores han intentado explicar el mecanismo geodinámico que pudiera haber producido el fenómeno que ha situado de forma simultánea el acortamiento del Promontorio entre dos cuencas. Tal es el caso del trabajo de Lonergan and White (1997), que atribuyen, en este caso en las Zonas Internas de las Béticas, la coexistencia de extensión y compresión durante el Mioceno Medio a su rápida exhumación ligada a un mecanismo de *roll-back* de la litosfera subducida del Tethys. Gueguen et al. (1998), postulan que las Baleares, junto con Córcega y Cerdeña, son en realidad budines gigantes ubicados en una gran cuenca de *back-arc* que, en este caso, se correspondería con todo el MO. Acosta et al. (2000), sugiere que el promontorio Balear es el resultado de la rotación en sentido horario de los bloques de Mallorca e Ibiza (Menorca permanecería al margen), como resultado de la migración hacia el Oeste del Bloque de Alborán, todo ello seguido de un ciclo extensional. Gelabert et al. (2002), siguiendo las hipótesis de Doglioni et al. (1999), afirman que el MO es un claro ejemplo de formación sincrónica de cuencas de *back-arc* y cinturones arqueados, debido a la existencia previa de fallas escalonadas paralelas a la convergencia de las placas que en un margen activo provocan en su límite frentes arqueados y cuencas de *back-arc* que llenan el vacío causado por la migración del arco. Vergés and Sàbat (1999) y Sàbat et al. (2011), postulan que la anormal sincronía entre el acortamiento en el Promontorio y las cuencas extensionales que lo rodean, podrían explicarse por la diferencia de velocidad entre la expansión de la cuenca, superior a la del slab *roll-back*; la subducción hacia el Norte de la placa oceánica africana originaría extensión en el margen pasivo ibérico, permitiendo que se separen las cuencas de Valencia y Argelina del Promontorio. Etheve et al. (2016), basándose principalmente en los datos de campo de la isla de Ibiza, dan como probable la hipótesis de que la Cuenca Argelina permanece activa durante el Mioceno Inferior, con el fondo oceánico expandiéndose y el manto superior aflorando, lo que evita la inversión de la cuenca. Finalmente, Bourrouilh (2016), sugiere que el orógeno de Baleares pueden explicarse como el resultado de la expansión del Golfo de Valencia que crea adelgazamiento cortical y retrocompresión en las Sierras.

Por otra parte, escasean los datos sobre la estructura profunda del Promontorio Balear ya que las prospecciones geofísicas se han centrado fundamentalmente en la zona más superficial de

la corteza o en las cuencas que lo limitan. El perfil MAP77-70 (ENIEPSA, 1977), NO-SE entre Mallorca e Ibiza es interpretado por Gelabert, (1997) y Sàbat et al. (2011), que siguiendo el modelo estructural propuesto por estos autores para la isla de Mallorca: fallas normales cretácicas y paleógenas invertidas en el Burdigaliense-Langhiense y posterior extensión desde el Serravaliense hasta la actualidad, se prolongaría desde el escarpe de Emile Baudot hasta la zona central del Surco de Valencia. El despegue basal podría situarse entre los 4 y 6 s. (tiempo doble). Vergés and Sàbat (1999), interpretan el perfil sísmico ESCI-Valencia trough, de 450 km en dirección NO-SE, que partiendo de la costa valenciana alcanza la cuenca argelina. Presenta un esquema muy similar al anterior perfil, con una corteza inferior adelgazada y extendida entre la costa ibérica y la Cuenca Argelina. Posteriormente, Etheve et al. (2016), interpretan unos perfiles sísmicos NO-SE, de los que no citan su procedencia, situados al Oeste de la isla de Ibiza. Dibujan un escenario en el que predomina la extensión en las cuencas de Valencia y Formentera mientras que la compresión se ciñe exclusivamente en el Promontorio y el sector meridional del Surco de Valencia donde la mayor parte del acortamiento vendría como resultado de la inversión de fallas normales mesozoicas previas. El perfil les permite diferenciar tres discontinuidades (pre y post-rifting y post-bética) y un gran despegue basal situado en el Triásico superior entre los 6-7 s (tiempo doble). Finalmente, Driussi et al., (2014) analizan unos perfiles sísmicos situados en el *off-shore* del Promontorio Balear, centrándose principalmente en las cuencas post-langhienses. En ellos se observan los horst y gravens que a partir de fallas normales o direccionales jalonan todo el promontorio confinando una serie que va del Serravaliense al Plioceno.

3.4. Las Baleares en el Mediterráneo Occidental

La evolución paleogeográfica y tectónica del umbral de las Baleares, desde el Mesozoico hasta el Neógeno y su relación con las cuencas limítrofes, ha sido un tema ampliamente debatido. A este respecto y a modo de síntesis, siguiendo a Guerrero et al., (2019), dos son los grandes grupos de modelos paleogeográficos y tectónicos que desde el Jurásico condicionarían la evolución del MO; en el primero de ellos se parte de la hipótesis de que las Baleares formaban parte del *hinterland* de un macizo varisco situado al Sur del PB al que se conoce como AlKaPeCa (Alborán-Kabylias-Peloritania-Calabria; Boullin et al. 1986). Este dominio orogénico sufre un colapso extensional durante el Oligoceno-Mioceno inferior en el que se inicia la génesis de la cuenca Argelino-Balear. Casi al mismo tiempo, en el Mioceno Inferior y Medio se desarrolla entonces el frente de cabalgamientos y pliegues del PB a partir de un acortamiento de dirección ONO (Alvaro, 1987; Gelabert, 1998; Sàbat et al., 2011). Siguiendo entonces la losa bético-rifeña, el dominio de Alborán se desplaza hacia el Oeste en el Mioceno Medio y Superior chocando con los márgenes pasivos del Norte de África y Sur de Iberia (p.e. Lonergan and White, 1997; Rosenbaum et al., 2002; Schettino and Turco, 2006; van Hisbergen et al., 2014; Etheve et al., 2016). La cuenca Argelino-Balear se formaría entonces a partir del desplazamiento de la cuña orogénica de Alborán hacia el Oeste y como resultado de la acreción oceánica E-O en un entorno de arco posterior. Una segunda hipótesis (Doglioni, 1992) sugiere la presencia al Sur de las Baleares de sendos ramales del Mar de Tethys (Liguriano o Bético al N y Magrebí al S); entre ambos se situaba la denominada Subplaca Mesomediterránea. Cada uno de estos ramales subduce en una diferente dirección: el Bético hacia el S en el Cretácico superior-Paleoceno y el Magrebí hacia el N en el Eoceno Superior-Oligoceno (p.e. Guerrero et al., 2005; Carminati and Doglioni, 2012; Guerrero and Martín-Martín, 2014; Guerrero et al., 2016). Los relieves de Mallorca serían entonces el resultado de esta segunda subducción en un contexto de *back-arc*.

A partir de aquí, la bibliografía existente sobre la evolución paleotectónica del MO es muy extensa y, en ocasiones, con propuestas contradictorias. En la actualidad, existe un común consenso de que en general esta evolución es el resultado de los movimientos relativos de las placas Euroasiática-Ibérica y Adriática-Africana desde el Cretácico hasta nuestros días (Dewey et al., 1989; Gueguen et al., 1998; Dolioni et al., 1999; Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum, Lister and Duboz, 2002; Spakman and Wortel, 2004; Viti et al., 2009; Carminati et al., 2012; van Hinsbergen et al., 2014; Chertova et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015, entre otros). Los estadios iniciales de esta evolución hay que buscarlos en sector occidental del mar de Tethys, durante el Jurásico superior-Cretácico cuando se inicia la subducción de la litosfera oceánica mesozoica y la posterior formación de las cadenas eolpinas (Alpes, Cordillera Ibérica y Pirineos) en el Cretácico-Eoceno (Biju-Duval et al., 1976; Cohen, 1980; Ricou et al., 1986; Rosenbaum et al., 2002, van Hinsbergen et al., 2014). Pero la historia evolutiva del MO tal como hoy lo conocemos, es decir, como un mar interior formado por cuencas oceánicas o continentales adelgazadas rodeadas de cadenas alpinas, se inicia en el Eoceno. La convergencia entre las placas Euroasiática y Africana se acomodaría a lo largo del margen europeo que actuaría entonces como hinterland, incluyendo junto con Iberia a las Baleares, Córcega-Cerdeña y las zonas internas de las Béticas, Rif y Kabilias, más las unidades de flysch depositadas sobre la zona de contacto entre la cortezas continental y oceánica. Se ha propuesto que el sistema avanzaría hacia el Sur-Sureste siguiendo el retroceso o *roll back* de la losa de litosfera oceánica del Tethys. A partir de los 23 Ma la losa se fragmentaría en varios frentes que dan lugar a tres arcos orogénicos diferentes: el oriental que origina los Apeninos y el arco de Calabria con la participación de la falla transcurrente destra que separa las Baleares de las islas de Corcega y Cerdeña (Mioceno Superior-Plioceno); el Central (Oligoceno Superior-Mioceno), que da lugar a las cadenas Norteafricanas y el Occidental (Mioceno Medio), que origina el arco de Gibraltar y las Cordilleras Béticas con las Baleares y el Rif (Lonergan y White, 1997; Gueguen et al., 1998; Doglioni et al., 1999; Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum, Lister and Duboz, 2002; Gelibert et al., 2002; Spakman and Wortel 2004; Caminati et al., 2012; Douve et al., 2013; Bouyahiaoui et al., 2015; Mancilla et al., 2015, entre otros).

Otra de las consecuencias del avance del *slab roll-back* en el Mediterráneo occidental es la formación en el *hinterland* de cuencas de *back-arc* asociadas a movimientos horizontales a gran escala. Pese a que según los autores consultados puede variar su número, son cuatro las grandes cuencas que presentan un origen similar: La Liguro-Provenzal, la Argelino-Balear, la de Alborán y la Tirrénica, todas ellas formadas por corteza continental adelgazada, oceánica o ambas (Rehault et al., 1985; Dewey et al., 1989; Doglioni et al., 1999; Rosenbaum, Lister and Duboz, 2002; Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel, 2004; Mauffret et al., 2004; Balanyà et al., 2007; Carminati et al., 2012; Bezada et al., 2013; van Gisbergen et al., 2013; Chertova et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015; Guerrera et al., 2019) y manto exhumado en el Tirreno (e.g. Prada et al., 2015). La mayoría de los anteriores autores añaden una cuarta cuenca de *back-arc* neógena: la del golfo o surco de Valencia, pero que a partir del trabajo de Etheve et al., (2016), se ha podido verificar que en realidad se trata de una cuenca formada por corteza continental desarrollada principalmente en el Jurásico en la que el basamento precarbonífero afectado por la orogenia Varisca, está muy adelgazado (3,5 km), mientras que el Mesozoico tiene una gran potencia (hasta 10 km), presentando, además, una gradación decreciente de espesores desde el SO hacia el NE.

4. METODOLOGIA

Se ha realizado una cartografía estructural en tres áreas de la isla de Mallorca, dos de ellas de detalle para estudiar la extensión oligocena: las proximidades del cabo de Capdepera, al NE de la isla en plenas Sierras de Llevant y el afloramiento del Puig de San Miquel, en Solleric, en la Sierra de Tramuntana. La tercera área estudiada corresponde al sector meridional y central de las SLL, desde Santanyí hasta el Norte de Manacor, donde se ha llevado a cabo una cartografía estructural. Se buscaba con ello confirmar y documentar a partir de estos tres ejemplos la extensión cenozoica en Mallorca.

Inicialmente se decidió qué unidades cronoestratigráficas debían diferenciarse en la cartografía, siempre buscando que éstas tuvieran un significado o proyección estructural. Son las que aparecen en el mapa geológico e la Figura 3 y en los perfiles de la Figura 4. Pese a que hemos añadido unas pocas matizaciones en algunas secuencias obtenidas a partir del trabajo de campo, no hemos realizado un estudio estratigráfico y para ello nos hemos basado en la extensa bibliografía existente (Colom, 1975; Bourrouilh, 1983; Rodríguez-Perea et al., 1987; Alvaro et al., 1989; Ramos-Guerrero et al., 1989; Ramos-Guerrero et al., 2000; entre otros).

Las labores de cartografía estructural han sido las habituales en estos casos: Consulta de cartografías anteriores (básicamente Colección MAGNAS 1:50.000, Sàbat, 1986 y Gelabert, 1998) y mapas de anomalías residuales gravimétricas (Ayala et al., 1994, IGME, 2003). Se han consultado algunos sondeos profundos realizados en la cubeta de Inca, especialmente el sondeo Mallorca 1, con 1.760 m perforados. Se han seleccionado las rutas de cara al reconocimiento in situ: toma de datos de capas, contactos, fallas y registro gráfico. Se ha revisado todo ello en gabinete con ayuda del estereoscopio y se ha plasmado finalmente en los correspondientes mapas con sus perfiles y ayuda del programa ArcGIS. Al tratarse de una cartografía estructural, se ha atendido principalmente a los contactos mecánicos entre las diferentes unidades cronoestratigráficas seleccionadas y a sus indicadores cinemáticos.

Quisiera finalmente hacer constar las enormes dificultades que hemos tenido para acceder a algunos afloramientos en ambas Sierras. La ruralía en Mallorca está desapareciendo; el campo ha perdido su valor agrario y toda la isla se ha convertido en una macrouurbanización con decenas de miles de nuevas viviendas rurales destinadas al turismo vacacional ocupadas de forma estacional, y una de las consecuencias de la urbanización de las zonas rurales es la implantación general de medidas de seguridad con criterios urbanos: las vías de acceso cerradas, los vallados infranqueables, las cámaras de vigilancia conectadas a empresas de seguridad, los perros sueltos, etc. son habituales en el campo mallorquín y me han impedido en muchas ocasiones acceder a algunos afloramientos que a priori podrían resultar muy interesantes.

La orientación y cinemática de las fallas se obtuvo a partir de 44 estaciones con un total de 638 mediciones. En las estaciones con suficiente número de datos, el análisis de la inversión de paleoesfuerzos se realizó usando el método Search Grid (Galindo-Zaldivar & González-Lodeiro, 1988) y el método de paleoestrés de Gaus (T-Tecto 3.0 software; Zalohar & Vrabc, 2007). Este último está basado en la ecuación de Bott (Bott, 1959), donde se busca el mejor tensor con la mínima suma de las desviaciones angulares entre la estría teórica prevista y la real. Las restantes fallas que no se ajustan se usan automáticamente con el algoritmo de búsqueda de otros posibles tensores. En caso de una determinación multi-fase, el número de fase se relaciona con el número de fallas asociadas a esta fase, sin ningún sentido cronológico. El estado de esfuerzos se toma con la orientación de los principales ejes de los tensores de esfuerzo (máximo (σ_1), intermedio (σ_2) y mínimo (σ_3) estrés) y sus relaciones axiales (R , $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_3 - \sigma_1)$). En el segundo método, los resultados concuerdan con la Ley de Amonton al buscar los máximos globales y

locales más altos de la suma de funciones de compatibilidad (desajuste angular y relación de esfuerzo de cizalla-normal) para todos los datos de fallas y deslizamientos. Los resultados obtenidos con ambos métodos son consistentes y prueban su fiabilidad.

La reconstrucción geodinámica de las Figuras 13 a 16, se llevó a cabo integrando las observaciones de campo presentadas en este estudio con los modelos de evolución geodinámica del Eoceno-Mioceno Medio en el MO publicados anteriormente según Booth-Rea et al. (2007), Etheve et al. (2016), Haidar et al., (2021), Lepretre et al. (2018), Romagny et al. (2020), van Hinsbergen et al. (2020) y referencias en los mismos. El marco de nuestro modelo está limitado por las posiciones y movimientos paleogeográficos de África, Iberia y Adria en relación con la placa euroasiática, según Handy et al. (2010) y Rosenbaum et al. (2002). La estructura del fondo del océano Atlántico y mar de Tethys se reconstruye después de Sallarès et al. (2011), y en la evolución del lecho marino cenozoico se han tenido en cuenta los datos de flujo de calor de Poort et al. (2020). Las edades del vulcanismo se han extraído de Lustrino et al. (2011), Marti et al. (1992) y Maury et al. (2000), y la posición de las costas se reconsidera a partir de Jolivet et al. (2006), incluyendo datos estratigráficos y distribución de vertebrados continentales de Azzaroli (1990), Bover et al. (2008), Boukhalfa et al. (2020), Costamagna y Schäfer (2013), de la Peña et al. (2020b), Martín-Closas y Ramos-Guerrero (2005), Mennecart et al. (2017) y Suarez et al. (1993).

5. RESULTADOS

A continuación, se describen los rasgos geodinámicos característicos de las tres áreas estudiadas, dos de ellas en detalle: la zona próxima al Cabo de Capdepera al Norte de las SLL y el afloramiento del Puig de Sant Miquel en Solleric, en el sector meridional de la ST, y la tercera basada en una cartografía estructural y el análisis de estructuras e indicadores cinemáticos del sector meridional y central de las SLL.

5.1 Estructura de las Sierras de Llevant

Hemos realizado un nuevo mapa geológico estructural de los sectores central y meridional de las Sierras de Llevant (Figura 3). Esta región se caracteriza por la presencia de relieves en general de escasa altura (cota máxima de 502 m en Puig de Sant Salvador) formados por depósitos mesozoicos, paleógenos y del Mioceno Inferior, flanqueados por zonas llanas que corresponden, ya sea al relleno de las cuencas del Mioceno Medio, como la de Manacor en el sector central, o a los depósitos marinos y continentales del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario discordantes y con morfología tabular sobre lo anterior, como en el borde oriental de las Sierras (en blanco en la figura 3).

Una de las características más destacadas de la tectónica de las SLL es la presencia de dos sistemas ortogonales de fallas de alto ángulo con orientación NO-SE y NE-SO que cortan a todas las anteriores estructuras incluidas las serravallienses. De este modo, los perfiles geológicos que se muestran en la Figura 4, secciones A-A', B-B' y C-C', nos ilustran sobre la presencia de *horsts* y *grabens* limitados por las dos familias de fallas de alto ángulo ortogonales, tal como ocurre en la cuenca de Manacor, limitada por una falla NO-SE con transporte al NE a lo largo de su borde meridional, que hemos denominado falla de Manacor, y también NE-SO a lo largo de su borde oriental. En ambos casos, estas fallas de alto ángulo separan los depósitos mesozoicos del bloque de muro del serravalliense del bloque de techo. En algunos casos las fallas de alto ángulo también muestran una cinemática de desgarre como por ejemplo la falla que corre paralela a la carretera entre Manacor y Felanitx, que muestra un desplazamiento sinistro deducido de la intersección entre la falla principal y las fallas Riedel que la cortan.

Los *horsts* principales de la región presentan restos de cuatro unidades tectónicas cabalgantes, de la I a la IV, correspondientes al cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca formado en el Mioceno Inferior (Figura 3). Cada una de estas unidades está representada, de muro a techo, por una secuencia incompleta que va desde dolomías del Triásico hasta calcarenitas del Mioceno inferior de la Formación Sant Elm. Además, la Unidad III incluye turbiditas burdigalienses de la Formación Banyalbufar y sobre ellas calcarenitas y calcirruditas de plataforma del Burdigaliense Superior de la Unidad de Randa. Los sedimentos del Mioceno Inferior de la Unidad III están también localmente cabalgados por dolomías de la Unidad IV (Figs. 3 y 4).

La unidad tectónica más profunda (I) aflora al S-SE de Manacor, en la Sierra de So n'Amoixa, muestra algunos pliegues moderadamente vergentes hacia el SO con ejes y líneas de intersección orientadas al ONO-ESE. El anticlinal del núcleo de la lámina se encuentra cortado por una falla inversa retro con transporte al NE (proyección estereográfica b de la Figura 3 y perfil B-B' de la Figura 4). Esta lámina, que incluye una sucesión estratigráfica completa desde dolomías del Triásico hasta margas del Cretácico, está limitada hacia el Oeste y encima por una falla normal de bajo ángulo (FNBA) con transporte al SO. Un horst extensional de dolomías triásicas se encuentra sobre la superficie de la FNBA, entre margas cretácicas y margocalizas jurásicas, presente en dos afloramientos diferentes (Fig. 5a). Las dolomías triásicas están

fuertemente cataclastizadas y cortadas por fallas de bajo ángulo con dirección de transporte al SO (Figs. 4B-B', 5a). Hacia el Oeste de Felanitx, el bloque de techo de la anterior FNBA forma un extenso afloramiento de la Lámina II, mostrando una geometría de rampa con las dolomías triásicas y las calizas jurásicas suprayacentes basculadas hacia el NE sobre las margas cretácicas de la Unidad I (Fig. 5b). El bloque de techo de esta falla se encuentra cortado por fallas normales lítricas que cortan y basculan los sedimentos jurásicos (Figs. 5b y c). Hacia el NE, la Unidad I está limitada por la falla de alto ángulo de Manacor, que presenta sedimentos aluviales serravallienses y margas cretácicas en su bloque de techo. Además, sobre el bloque de muro de la Falla de Manacor se conservan afloramientos de otras FNBA con transporte hacia el NE, cortando a calizas y margocalizas del Jurásico medio (Fig. 5 d). Estas fallas muestran dos juegos de estrías indicando movimiento extensional hacia el NE y transcurrente (Fig. 5 e). Al Sur de Felanitx, la Unidad II está cortada por una falla normal de alto ángulo con transporte al SO, y aparece de nuevo en varias ventanas tectónicas, en el bloque de muro de FNBA. Una de estas fallas de bajo ángulo corta a la Unidad II, omitiendo su secuencia jurásica y separando dolomías triásicas en el bloque de muro de sedimentos cretácicos y eocenos en el bloque de techo.

La Unidad III está formada por dolomías triásicas, margocalizas jurásicas y sobre ellas calciruditas y calcarenitas de la Formación Sant Elm. Aflora extensamente hacia el SO de la región cartografiada. La sucesión jurásica muestra abundantes pliegues con ejes inclinados suavemente y planos axiales moderadamente inclinados. Muestran ejes de orientación N-S o NO-SE y vergencia al Oeste o Suroeste cerca del cerro de Sant Salvador o de Felanitx, respectivamente (Estereogramas a y c, Fig. 3). Finalmente, la Unidad IV está únicamente representada por un afloramiento reducido de dolomías triásicas situado sobre las calcarenitas de la Formación Sant Elm que corona el cerro de Sant Salvador, al SE de Felanitx (perfil B-B' de la Fig. 4). Ambas unidades, la III y la IV, preservan en las proximidades de la montaña de Sant Salvador sus planos de cabalgamiento con transporte al Oeste.

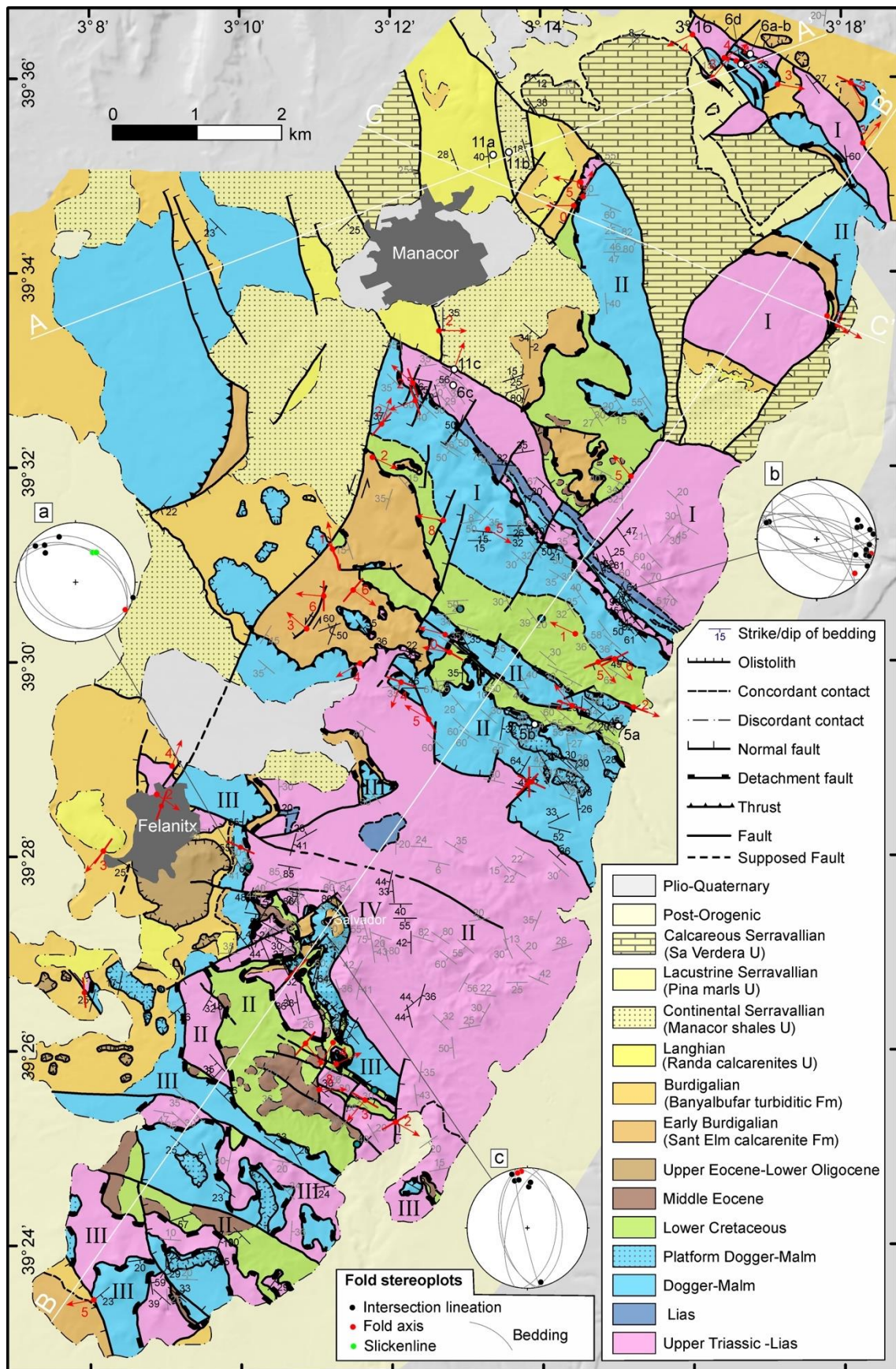


Figura 3. Mapa Geológico del sector meridional y central de las Sierras de Llevant. Líneas rojas y flechas: dirección de falla y vectores cinemáticos (flechas rojas). Números en rojo: ángulo de buzamiento en decenas de grados. Estratificación: nuestros datos en negro; datos del MAGNA (IGME) en gris. Punto negro: localización de las figuras 9,

6 y 11. Líneas blancas: localización de los perfiles de la Figura Los números romanos indican las unidades tectónicas.

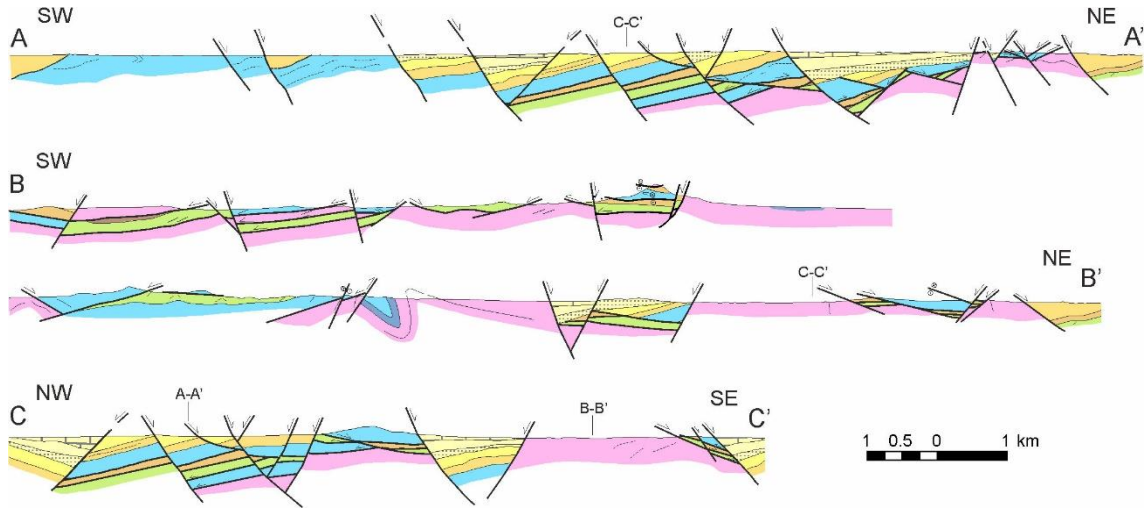


Figura 4. Cortes geológicos a través de las Sierras de Llevant. Leyenda y ubicación en la Figura 3.

5.2 Cinemática de las fallas y análisis de paleoesfuerzos

La mayor parte de los afloramientos de margas y margocalizas del Cretáceo y Jurásico de las sierras de Llevant muestran un sistema de superficies de cizalla de tipo C' que afectan a sucesiones litológicas de espesor reducido (Fig. 6a, b y c). Mientras, algunas litologías más competentes, como las dolomías del triásico, están fuertemente falladas y brechificadas (Fig. 6 c, d).

Las estrías a lo largo de los planos de falla muestran direcciones de transporte variables, principalmente NE-SO y NO-SE (Figs. 3, 4 y 7). El análisis de la geometría y cinemática de los contactos entre las unidades tectónicas de las SLL y el propio espesor de éstas sugieren que la estructura de mantos cabalgantes desarrollada en Mallorca en el Mioceno Inferior ha sido extensamente adelgazada y extendida en dos direcciones ortogonales después de la fase de acortamiento. Sin embargo, en la región aún se preserva el orden de superposición de los cabalgamientos previos. Las FNBA se caracterizan por producir omisiones en las zonas de contacto hacia la dirección de transporte. En muchos casos los diferentes cuerpos rocosos están enteramente limitados por FNBA, formando horsts extensionales a diferentes escalas (Fig. 4 y 6d). También, algunos contactos previamente interpretados como estratigráficos están retrabajados por FNBA. En algún caso, en zonas donde se superponen distintas fases de fallas normales, las láminas cabalgantes han quedado reducidas a espesores inferiores a una decena de metros, por ejemplo, al SE del área estudiada, bajo el Castell de Santueri (Figs. 5 f y g), o al NE en los afloramientos de la antigua vía ferroviaria mostrados en la Figura 6.

Los principales sistemas extensionales de la cuenca de Manacor muestran dirección de extensión NE, tanto en las FNBA como en las posteriores fallas normales de alto ángulo FNAA. Mientras, mas al sur observamos principalmente que los bloques de techo presentan una dirección de transporte hacia el SO que deriva a una estructura del tipo horst, con su núcleo en la Sierra de So n'Amoixa, donde la lámina cabalgante más profunda aflora al Sur de Manacor

(localidad de medida de la estación de ejes de pliegues b en la Figura 3, corte B-B' en la Figura 4). Sin embargo, el análisis de las mediciones de las estaciones de fallas que se reproduce en la Figura 7, muestra un patrón más complejo de la cinemática extensional en las Sierras de Llevant.



Figura 5. Ejemplos de estructuras extensionales en las Sierras de Llevant. **(a)** Afloramiento de dolomías del Triásico de la Unidad Tectónica II fuertemente brechificadas por fallas normales de bajo ángulo dirigidas hacia el SO. Este pequeño afloramiento se encuentra entre las calizas del Jurásico Medio en la parte superior y las margas del Cretácico de Unidad Tectónica I en la parte inferior, en una posición como A, en la Figura 11b. **(b)** Vista panorámica de una falla

normal de bajo ángulo que atraviesa las calizas jurásicas de Unidad Tectónica II que se desliza sobre las margas del Cretácico de una lámina subyacente cabalgante. A representa la posición estructural aproximada de las brechas cataclásticas que se muestran en **(a)**. **(c)** Falla normal de bajo ángulo (FNBA) cortando a margocalizas del Jurásico medio pelágico con transporte hacia el SO. Esta falla corta a pliegues previos y contribuye al basculamiento de la serie jurásica hacia el NE. **(d)** FNBA con transporte hacia el NE situada sobre el bloque de muro de la falla de Manacor, cortando a margocalizas del Jurásico. **(e)** Detalle del espejo de la falla anterior mostrando dos juegos de estrías indicando desplazamiento normal y transcurrente. **(f)** Ejemplo de zona de cuello donde la acción polifásica de fallas normales con distinta cinemática ha producido el adelgazamiento extremo de los mantos cabalgantes anteriores. **(g)** esquema estructural de la foto mostrada en f, donde se observa una FNBA con transporte hacia el SO, entre margas cretácicas y dolomías del Lías o Triásico de la Unidad II está cortada por otra falla normal posterior, con transporte hacia el ESE que desciende a calizas oolíticas del Lías, de la Unidad III.

La mayoría de las estaciones de medición de fallas muestran de forma clara la existencia de extensión con dirección NE-SO marcada en los resultados de paleoesfuerzos por un σ_1 subvertical y una orientación subhorizontal NE-SO del σ_3 usando los métodos de redes de búsqueda Etchecopar y Gauss de paleoesfuerzos. Esta extensión es especialmente destacable en las estaciones situadas al SO de la región cartografiada (estaciones 3, 5, 7, 9, 17 y 34 de la Fig. 7). La forma del elipsoide de esfuerzos de esta extensión NE-SO es variable, pero definida frecuentemente por una relación de valores axiales intermedia o alta ($R \geq 0,3$), por ejemplo, en las estaciones 3, 7, 14 y 34 que indican una razón axial ($R= 0,3-0,6$) o una forma achatada ($R \geq 0,6$). Dos de estas estaciones muestran un segundo campo de paleoesfuerzos cuando se usa el método de redes de búsqueda, principalmente indicando una dirección de extensión NO-SE, transversal a la anterior (estaciones 24 y 34). En la estación 7 obtenemos diferentes resultados si aplicamos el método de Gauss o el de Búsqueda de Grid, indicando principalmente extensión horizontal NE-SO y NO-SE, respectivamente. Sin embargo, esta aparente incongruencia se explica ya que el método de búsqueda de Grid define dos diferentes campos de esfuerzos con extensión NO-SE y NE-SO, aunque, una de ellas con sólo 7 fallas y, por lo tanto, no representada. Algunas estaciones presentan un campo de esfuerzos significativo con extensión NE-SO, presentando también un segundo campo de esfuerzos NO-SE definido a partir de menos de diez fallas. La estación 23 muestra una extensión radial con un valor muy bajo de R de 0,06 con un eje σ_1 subvertical.

Un modelo similar de extensión se observa también en la región de Manacor, al Norte de la región cartografiada, donde las estaciones 20, 22, 24, 31 y 33 muestran una fase extensional NE-SO, que dan campos de esfuerzos de equiaxiales a oblatos, excepto en las estaciones 21 y 33 que muestran una forma prolata. Esta dirección de extensión se manifiesta también a partir de fallas normales medidas en los sedimentos langhienses y serravallienses de la cuenca de Manacor (estaciones 29 y 30) a pesar de que las estrías no se han preservado en las fallas, impidiendo de esta forma el análisis de los paleoesfuerzos. Aunque estas fallas no muestran estrías, sin embargo, las interpretamos como normales dado que producen basculamientos generalizados en los sedimentos del Mioceno Medio y, además, son paralelas a las fallas de los bordes de la cuenca de Manacor, que si muestran estrías indicando extensión hacia el NE o transversal a ésta. Algunas de estas estaciones de medición de fallas, también ofrecen extensión NO-SE (estaciones 20, 22, 24, 32 y 33). La extensión NO-SE es el resultado del paleoesfuerzo dominante en algunas estaciones, especialmente a lo largo de la franja Este de la zona cartografiada, por ejemplo, en las estaciones 16 y 26-28 y también en las estaciones 15 y 36, situadas en otras áreas. En un número reducido de estaciones de falla, la fase extensional es N-S, como en las estaciones de medida de fallas 9 y 25.

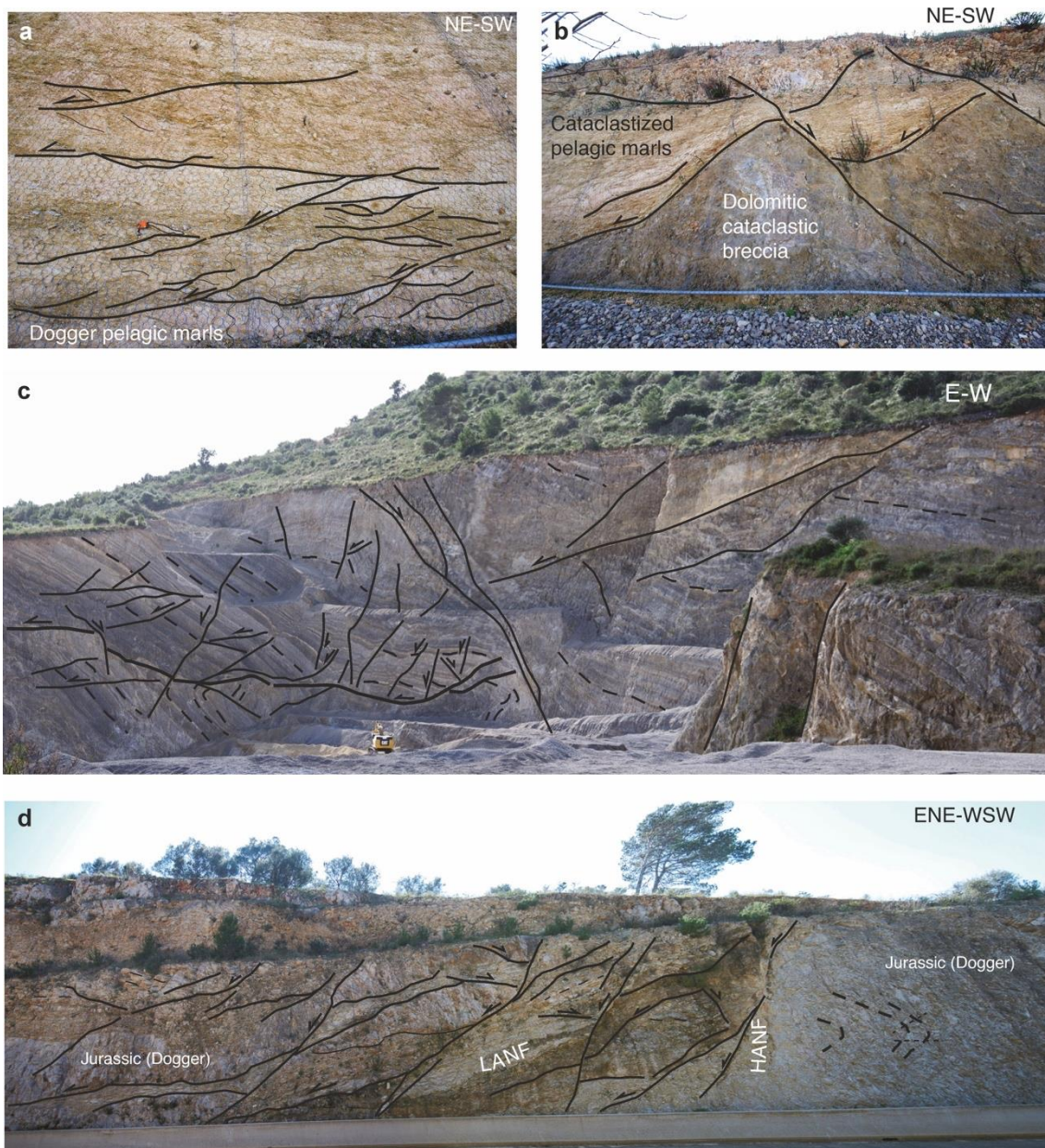


Figura 6. Zona de cizallamiento extensional frágil con transporte dirigido por NE desarrollado en margas jurásicas **(a)**. Zona de cizallamiento extensional entre margas jurásicas y dolomías del Triásico cortadas por fallas normales posteriores dirigidas al SW **(b)**. Sistema de falla normal de ángulo bajo que corta a través de calizas y margas del Jurásico Medio plegadas, luego cortado por fallas normales de ángulo alto con transporte dirigido por ENE **(c)**. Estructuras extensivas que atraviesan dolomías del Triásico en una cantera cercana a Manacor. Ubicaciones de fotografías en la Figura 3.

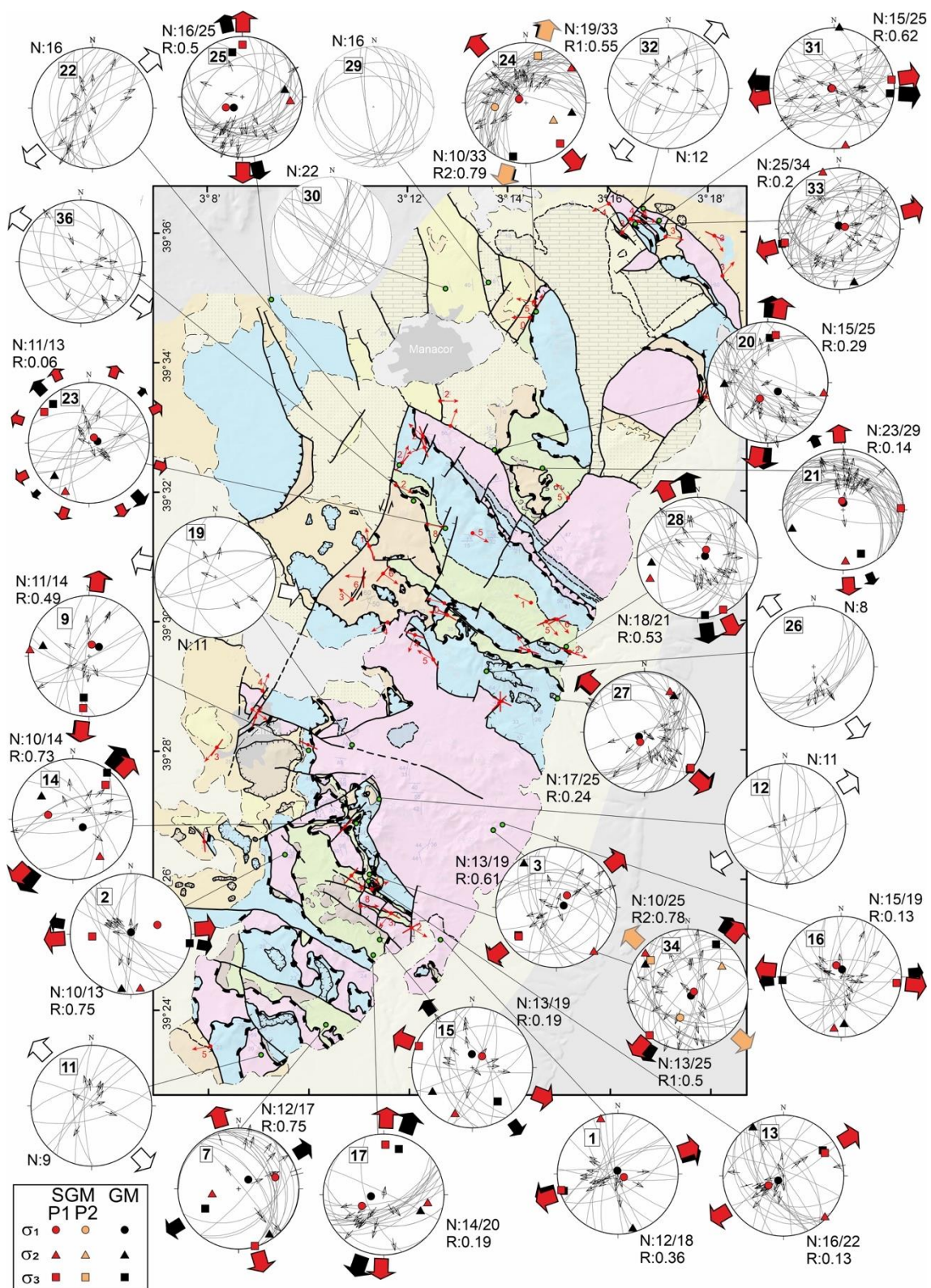


Figura 7. Estaciones de medición de fallas con resultados de paleoesfuerzos obtenidos mediante redes de búsqueda (SGM; Galindo-Zaldivar y Gonzalez-Lodeiro, 1988) y el método de paleoesfuerzos de Gauss (GM; Zalohar and Vrabc, 2007). El stereoplot de cada estación, proyectado en el hemisferio inferior, muestra fallas con flechas que indican vectores de deslizamiento y resultados del tensor de esfuerzos, ejes principales (cuadrado) y relaciones axiales (R, $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) para diferentes fases de tensión (P1- P3). Además, las principales orientaciones horizontales de compresión y tensión se muestran con flechas negras (GM) y rojas o amarillas (SGM). Una tabla con el análisis de

paleoesfuerzos y la ubicación de las estaciones está disponible como material complementario. -

Site	Long	Lat	N	Phase	n	σ_1	σ_2	σ_3	R	α
SL1	3.210418	39.417993	18	1	12	125/80	343/8	252/6	0.36	7.4
SL2	3.1580792	39.4410548	13	1	10	71/52	170/7	266/37	0.75	11.4
SL3	3.2275809	39.4469889	19	1	13	42/68	140/3	231/22	0.61	12.6
SL7	3.172338	39.396186	17	1	12	73/37	256/53	164/1	0.75	12.7
SL9	3.164206	39.464175	14	1	11	14/74	276/2	186/16	0.49	9.4
SL13	3.186562	39.43308	22	1	16	236/68	144/1	54/22	0.16	11
SL14	3.182084	39.446015	14	1	10	280/55	148/25	46/23	0.73	7.8
SL15	3.191788	39.419328	19	1	13	39/70	200/19	292/6	0.19	14.4
SL16	3.231101	39.447547	19	1	15	338/74	188/14	96/8	0.13	13.5
SL17	3.188088	39.414076	20	1	14	242/57	101/27	2/18	0.19	13.13
SL20	3.2290541	39.5438878	25	1	15	219/68	95/12	9/22	0.29	14.5
SL21	3.242382	39.5401823	29	1	23	351/78	178/11	87/1	0.14	7.8
SL23	3.2109706	39.5236949	13	1	11	63/83	212/6	303/3	0.06	8.3
SL24	3.2443092	39.5817774	33	1	19	289/77	47/6	139/11	0.55	16.1
SL24	3.2443092	39.5817774	33	2	10	260/48	117/36	13/19	0.79	10.3
SL25	3.154895	39.5832976	24	1	16	242/66	101/19	6/14	0.5	12
SL27	3.2497111	39.4799626	25	1	17	226/72	29/17	121/5	0.24	13.8
SL28	3.2524711	39.4932762	21	1	18	48/74	245/15	154/4	0.53	9.3
SL31	3.281447	39.6025116	25	1	15	291/86	172/0	82/4	0.62	15.4
SL33	3.2765473	39.6027547	34	1	25	92/83	342/3	251/7	0.2	15.9
SL34	3.1868972	39.4348498	25	1	13	120/81	311/9	221/2	0.5	8.9
SL34	3.1868972	39.4348498	25	2	10	201/48	57/37	313/18	0.78	9.8
CP_Normal	3.476	39.712	15	1	12	11/80	234/7	143/7	0.2	13.8
CP_Strike-S	3.476	39.712	14	1	10	270/23	144/54	11/26	0.74	11.8
CP_Reverse	3.476	39.712	17	1	14	132/10	42/4	291/79	0.05	13.7
T-1	2.827	39.726	22	1	16	161/71	40/10	307/16	0.77	9.7

Tabla 1. Tensores de paleoesfuerzos y ejes de esfuerzos obtenidos de las estaciones de medida de fallas utilizando el método de redes de búsqueda (Galindo-Zaldívar and Gonzalez-Lodeiro, 1988). Solo se representan los resultados para estaciones de medida que dan resultados de calidad significativa. Las columnas indican: Site, nombre de estación y sus coordenadas geográficas (longitud y latitud); N, número de fallas medidas en la estación; Phase, distintas fases de paleoesfuerzos diferenciadas. El número de la fase está relacionado con el número de fallas asignadas en cada fase sin un sentido cronológico; n, número de fallas usado para definir cada fase; Sigma 1, Sigma 2 y Sigma 3, orientación de los ejes principales del esfuerzo; R, relación axial = $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; α , desviación media entre la estría real y la teórica. Esta tabla se encuentra ampliada con otras estaciones de medida en el anexo I.

5.3 Anomalías gravimétricas y estructura extensional en Mallorca

A partir del mapa de anomalías gravimétricas de Ayala et al., (1994) y de un informe interno del IGME (2003), más algunas otras aportaciones (p. ej. Fuster, 1973; Anglada et al., 1986; Freeman et al., 1989; Ramos-Guerreo et al, 1989; Benedicto et al., 1993; Gelabert, 1998; Ramos-Guerrero et al., 2000; Sàbat et al., 2011; Mas et al., 2014) y nuestros propios trabajos de campo, hemos

elaborado el mapa interpretativo de la Figura 8, en el que se muestran las principales cuencas de la isla de Mallorca y las fallas normales y de salto en dirección que las limitan.

A escala de la isla de Mallorca, las mayores cuencas producen anomalías negativas que coinciden con su relleno total o parcial a partir de depósitos continentales de edad Serravalliense. Tal sería el caso de las cuencas de Palma, Inca, Sa Pobla, Marineta, Campos o Manacor. Estas cuencas presentan una elongación NO-SE o NE-SO y están separadas lateralmente por alineaciones NE-SO que coinciden en muchos casos con fallas de salto en dirección NE-SO, como las dexas de Orient y Sant Joan o las sinistras de Sencelles o Manacor-Felanitx. Estas fallas de salto en dirección, junto con las fallas normales NO-SE como la falla de Santa Margalida en la cuenca de la Marineta, la de Randa en las Sierras Centrales o la de Manacor en las Sierras de Llevant, limitan los principales depocentros. De este modo, hemos inferido la posible existencia de fallas normales NO-SE limitando las cuencas de Inca, Palma y Campos, marcadas con línea discontinua en el mapa de la Figura 8. En otros casos, las alineaciones con orientación NE-SO podrían corresponder a fallas normales a lo largo del margen suroriental de las SLL (Sàbat et al., 2011), que pueden afectar parcialmente a los sedimentos tortonienses y messinienses, aunque estos en su mayoría sellan las estructuras extensionales miocenas. Algunas de estas fallas, como la de Sencelles, pueden haber estado funcionando hasta el Plioceno o Cuaternario (Mas et al., 2014, Silva et al., 2016).

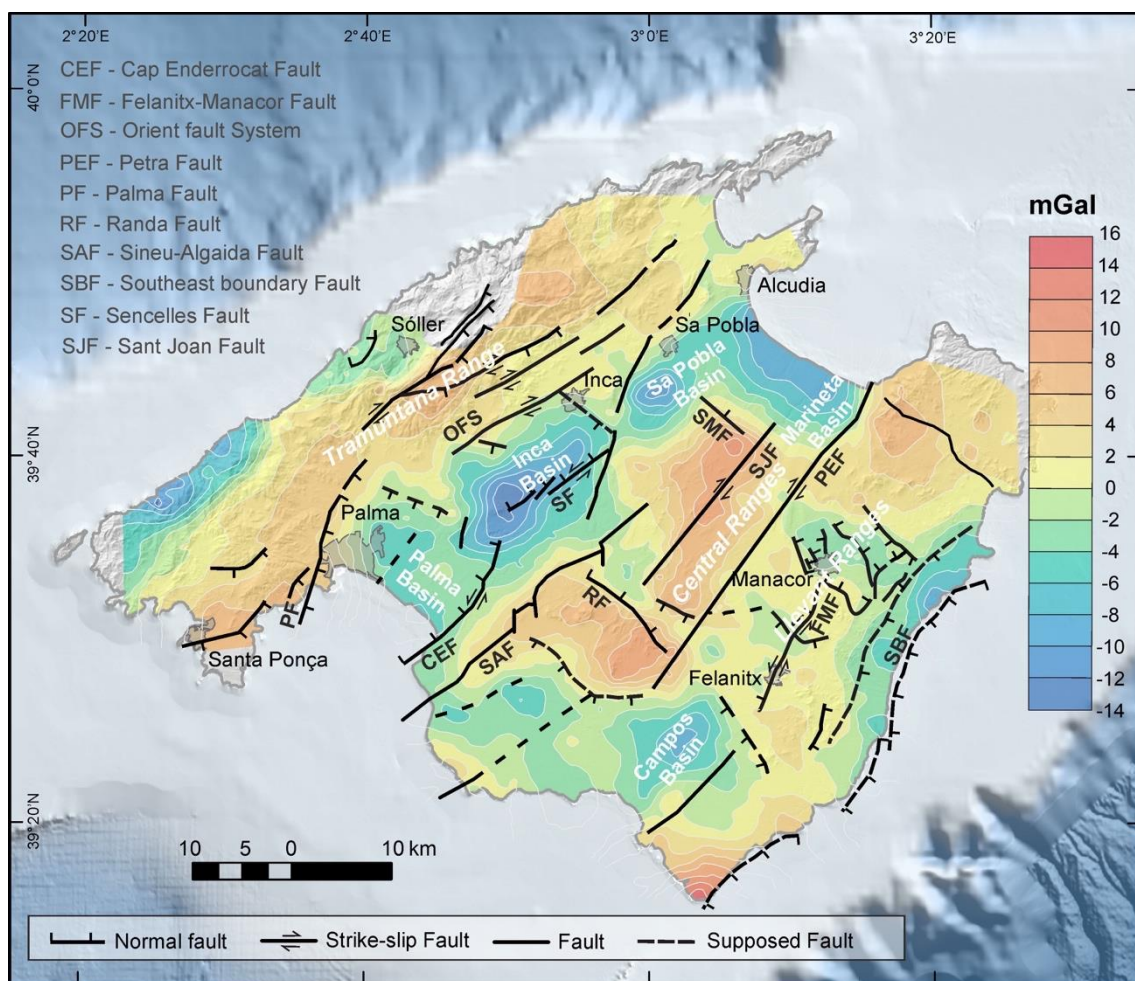


Figura 8. Mapa de anomalías gravimétricas residuales de la Isla de Mallorca (modificado de Ayala et al., 1994; IGME, 2003) con las principales fallas y cuencas del Mioceno Medio. Las cuencas coinciden con máximos de anomalías negativas.

5.4 Extensión previa a cabalgamientos en el Cabo de Capdepera

Ya hemos comentado que en una visita rutinaria localizamos al NE de la isla de Mallorca, concretamente al Sur del Cabo de Capdepera, un pequeño afloramiento encajado entre fallas en el que se podía observar el relleno de una cuenca continental con una marcada discordancia progresiva en abanico (Fig. 9). Se trata de un semigraben limitado por tres fallas de salto en dirección en el que, sobre un basamento formado por margocalizas del Dogger-Malm y dolomías del Triásico, afloran unas brechas y conglomerados de origen continental con cantos de dolomías del Triásico, calizas del Lías y calizas del Cretácico con Trocholinas, estas últimas actualmente no aflorantes en la isla (Bourrouilh, 1983). Las brechas buzaban hacia N150°E y muestran una discordancia progresiva con buzamientos que varían entre los 15° y 55° (Figura 10 a y b). Las brechas y conglomerados se encuentran cortados por abundantes fallas normales menores de orientación NE-SW, a veces con diques clásticos asociados (fallas representadas en la proyección estereográfica a de la Figura 9 y fotografía en la Figura 10 c). En muchos casos, la roca de falla se encuentra impregnada en alquitrán.

La cuña de brechas se encuentra localmente despegada de su basamento jurásico por medio de una falla normal de bajo ángulo con transporte hacia el NO (Figuras 9 a, b y 10). En otros puntos se deposita sobre margocalizas del jurásico, a su vez, cataclastizadas sobre la superficie de falla de bajo ángulo, cuyo bloque de muro está constituido por dolomías del Triásico (Fig. 9). En la dirección de transporte, hacia el NO, la falla normal desciende desde una posición dentro de las margocalizas del jurásico hasta cortar a las dolomías del Trías infrayacentes (Fig. 9). Hay diversos indicadores estructurales del sentido de transporte que encontramos en el semigraben de Capdepera como: las relaciones de corte con los estratos previos, la rotación de las capas inferiores, la orientación de las fallas Riedel (Figura 10 d). La falla normal de bajo ángulo, denominada despegue de Capdepera, se encuentra cortada por diversas fallas normales con salto de orden métrico y por una falla de alto ángulo mayor con el mismo sentido de transporte, hacia el NO (Figura 10 e). A ambos lados de esta última falla se observa un cambio de facies y un aumento de espesor de los sedimentos, más finos en el bloque de techo de la falla. Asimismo, el despegue muestra un cambio de orientación en ambos bloques de la falla, inclinándose suavemente hacia el SE en el bloque de muro y con buzamiento suave hacia el SO en el bloque de techo de la falla.

La inversión del elipsoide de esfuerzos a partir de las fallas normales que cortan a la brecha indica un elipsoide extensional prolato ($R=0.2$) con el eje Sigma 3 subhorizontal de orientación N143°E, caracterizando un sistema extensional con transporte dominante hacia el NO.

Las brechas muestran un clivaje estilolítico espaciado y anastomosado y localmente están cortadas por fallas inversas de bajo ángulo a escala métrica buzantes al SE, especialmente en la proximidad de la falla que bordea el graben por el S (fallas y fibras de calcita representadas en la proyección estereográfica b de la Figura 9, foto de estas estructuras en la Figura 10 f). La inversión del estado de paleoesfuerzos determinada a partir de fallas inversas menores y fibras de calcita afectando a la brecha y a margocalizas jurásicas, indica un elipsoide prolato con el eje Sigma 1 subhorizontal de orientación N132°E y Sigma 3 vertical, propio de un régimen de acortamiento con formación de cabalgamientos como el descrito en Mallorca para el Mioceno Inferior.

Como se ha indicado anteriormente, el afloramiento de brechas de Capdepera se encuentra cobijado entre tres fallas de salto en dirección. Por el Norte limita con una falla dextra de orientación ONO-ESE que corta a todas las demás estructuras observadas en el área. Por el Sur limita con la falla normal que inicialmente formaba el borde del graben, pero que además

muestra evidencias de haberse invertido como falla inversa (con abundantes fallas inversas menores cortando el bloque septentrional, formado por margocalizas del Jurásico y brechas: proyección estereográfica b en la Figura 9) y como falla de salto en dirección dextra, de orientación OSO-ENE. Finalmente, la tercera falla de salto en dirección es sinistra y muestra orientación de N-S a NO-SE. Esta falla, que bordea al graben por el Oeste, presenta una amplia zona deformada con desarrollo de brechas de falla y estructuras S-C' frágiles, así como pliegues de arrastre de eje subvertical (Foto en la Figura 11 b). Los resultados de la inversión del campo de esfuerzos usando estas últimas fallas indicaría un elipsoide transpresivo, con el eje Sigma 1 ligeramente inclinado de orientación N270°E y Sigma 3 inclinado 26° hacia N11°E (Proyección estereográfica c en la Figura 9).

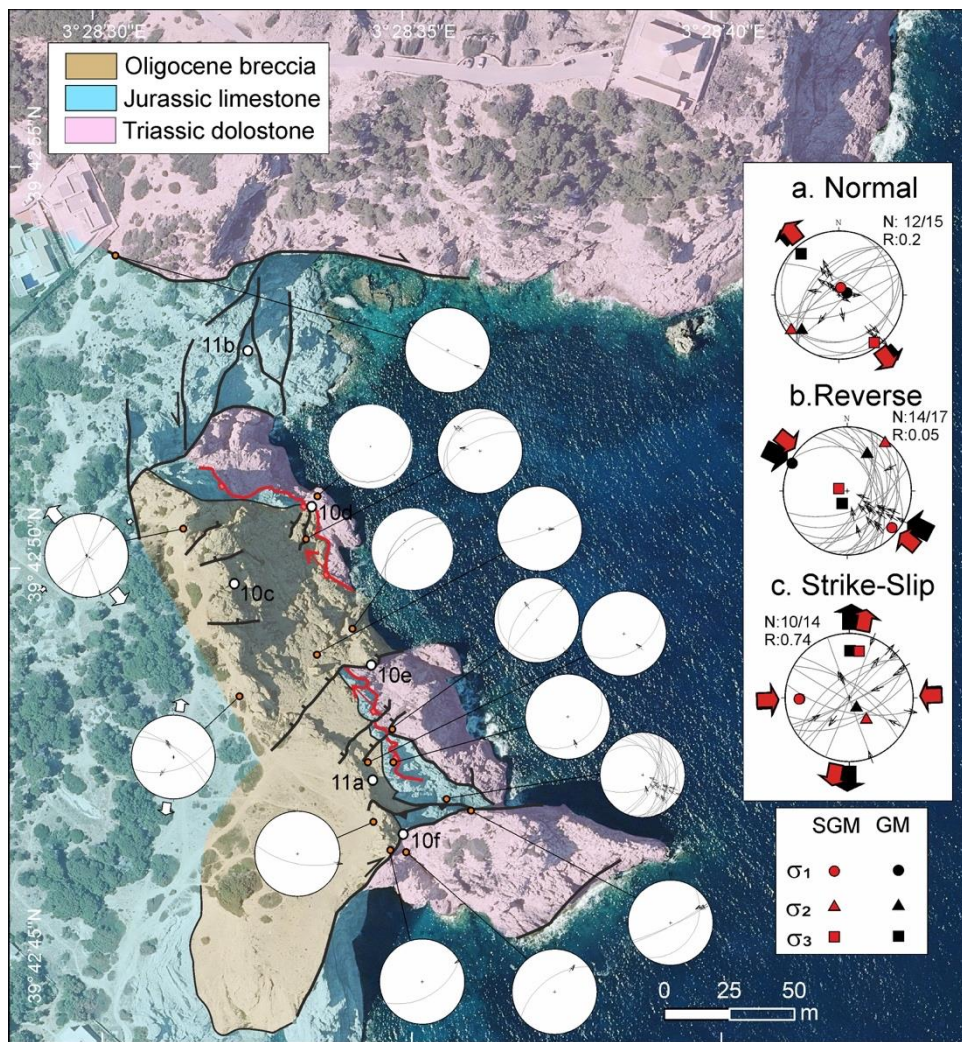


Figura 9. Mapa estructural del cabo de Capdepera mostrando el semigraben oligoceno. Las fallas de cada área se han representado en proyecciones estereográficas en el hemisferio inferior indicando con flechas el vector de deslizamiento. Los resultados de paleoesfuerzos correspondientes a tres generaciones diferentes de fallas (normales, inversas y de salto en dirección) con la relación axial ($R, (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) de los tensores de esfuerzos de cada fase. También se representan los ejes Sigma 1 o Sigma 3 como flechas negras (GM) y rojas (SGM). La falla normal de bajo ángulo de Capdepera con transporte al NO se representa en rojo.

Dadas sus características, la datación de la brecha resulta difícil, de forma que en anteriores trabajos se han atribuido, siempre con un elevado grado de incertidumbre, al Cuaternario (Darder, 1932) o al Mioceno Inferior (Bourrouilh, 1983). Nosotros proponemos que, por similitud de facies, fábrica y contexto estructural (previa a la fase de acortamiento hacia el NO del

Mioceno Inferior), debería asignarse a la Formación Cala Blanca (Ramos-Guerrero et al., 1989), que aflora en la Sierra de Tramuntana de Mallorca y Sierras Centrales y que ha sido suficientemente datada (Oliveros y Escandell-Díaz, 1960; Ramos-Guerrero et al., 1989; Fornós et al., 1991; Martín-Closas and Ramos-Guerrero, 2005) como perteneciente al Oligoceno y probablemente incluyendo al Aquitaniense (34-21 Ma). Los escasos sedimentos marinos del Aquitaniense descritos en Mallorca se suelen interpretar como culminación de este ciclo sedimentario (Colom y Sacares, 1968; Colom, 1980).

Pero si los afloramientos de los conglomerados oligocenos son escasos en las SLL, no ocurre lo mismo en la ST donde éstos aparecen de forma generalizada siempre al sur de la falla de Orient en las hojas MAGNA de Soller e Inca (Olmo-Zamora et al., 1981 y 1982). Hemos localizado también en la ST algunos rellenos sinsedimentarios datados como Oligoceno (Fm. Cala Blanca), con características tectonosedimentarias muy similares a los de Capdepera que describimos en el siguiente apartado.

5.5 Estructuras extensionales previas a cabalgamientos en la Sierra de Tramuntana

Los afloramientos de la Formación Cala Blanca son relativamente abundantes al Sur de la falla de Orient. Los trabajos que nos han precedido sitúan la Formación sobre una superficie erosiva que se emplaza encima de un substrato formado por la Fm. Alaró, o, más comúnmente, sobre el Mesozoico (Colom, 1975; Ramos-Guerrero et al., 1989; Fornós et al., 1991), con potencias que se estiman entre los 250 y los 1.000 m.

El afloramiento situado al SE del predio de Solleric (Puig de Sant Miquel), presenta unas características que, al igual que ocurría con el de Capdepera, nos permiten caracterizar en detalle un sistema extensional afectando a conglomerados oligocenos en este sector de la isla (Localización en Figura 1b). Se trata de un afloramiento orientado NE-SO que se extiende a lo largo de unos 2 km (Figura 11c). Está formado principalmente por lechos de conglomerados con cantos mesozoicos que intercalan algunas pasadas lutíticas. En la base de la serie buzan unos 50-60° hacia el SE, mientras que a techo se van horizontalizando marcando así una discordancia angular progresiva.

El afloramiento de Oligoceno, la falla normal basal y las rocas jurásicas infrayacentes se encuentran imbricados entre dos fallas inversas (véase la figura 11c) generadas durante la fase de acortamiento miocena posterior. En el interior de los conglomerados encontramos algunas estructuras extensionales como fallas normales de alto ángulo rellenas en ocasiones por diques clásticos que indican una dirección de extensión ONO-ESE. Estas fallas aparecen frecuentemente como pares de fallas conjugadas que se enraízan en una falla basal de bajo ángulo. Las fallas sintéticas a la basal suelen mostrar buzamientos suaves hacia el NO, mientras que las antitéticas buzaban en torno a 80° hacia el SE (Figura 11 f). Además, estas familias de fallas normales de bajo ángulo están cortadas por fallas posteriores con buzamientos próximos a los 60° que no parecen basculadas.

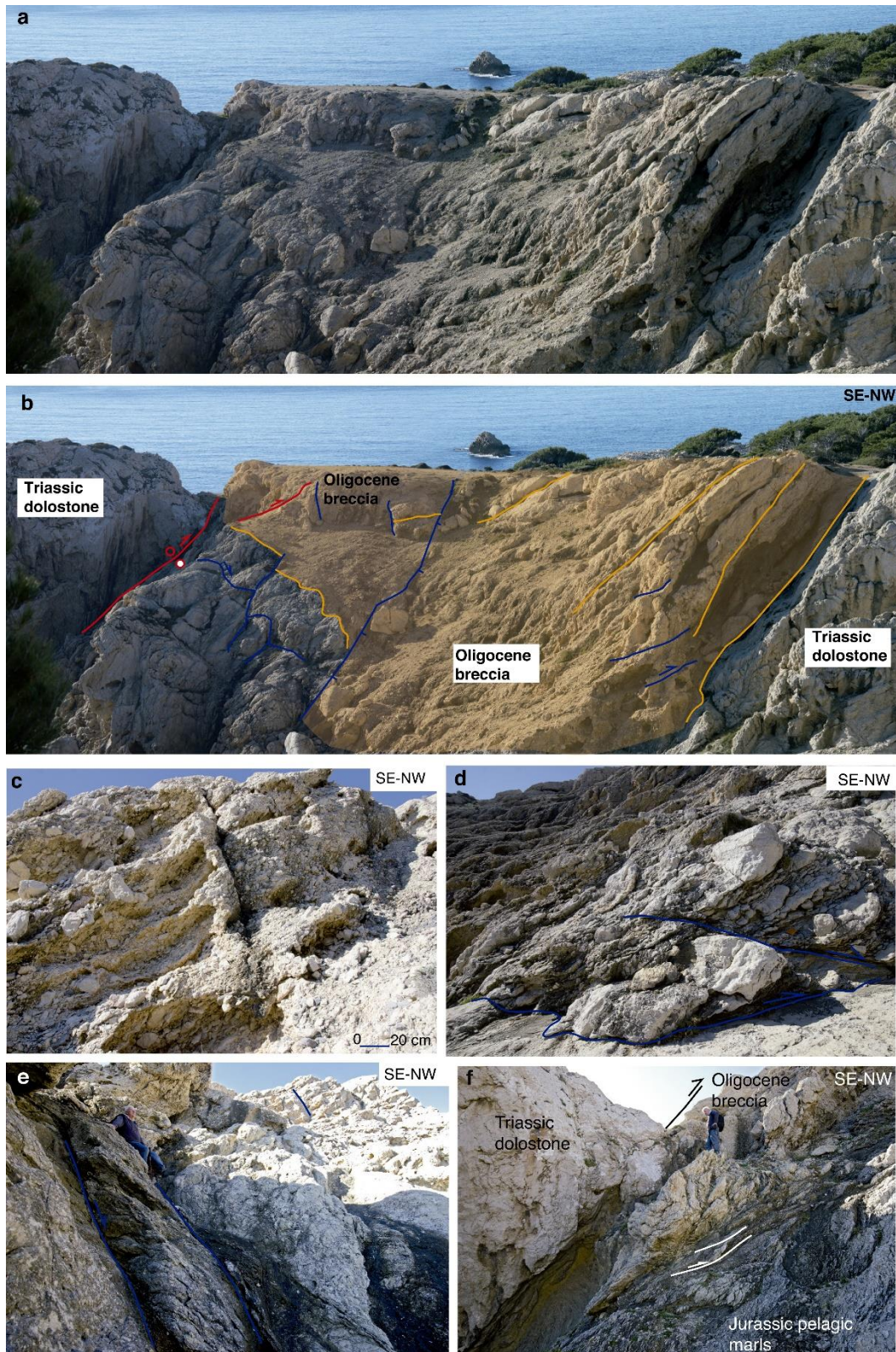


Figura 10. Vista panorámica del semigraben oligoceno de Capdepera. Nótese la discordancia progresiva desarrollada en las brechas oligocenas **(a)**. Interpretación de la estructura, en rojo fallas de componente inversa que invierten la falla normal del borde del graben. En azul, fallas del sistema extensional oligoceno. Líneas naranjas representan la estratificación en la brecha y la base estratigráfica de ésta **(b)**. Fallas normales a pequeña escala cortan las brechas, con el desarrollo de diques clásticos **(c)**. Despegue en la base entre la brecha oligocena en el bloque de techo y dolomías triásicas en el bloque de muro. Obsérvese las pequeñas fallas Riedel enraizadas en el despegue. Las fallas de alto ángulo que cortan el despegue están impregnadas de alquitrán **(d)**. Las principales fallas normales de alto

ángulo que rodean el semigraben de Capdepera actúan posteriormente como inversas y finalmente como fallas de salto en dirección dexas.

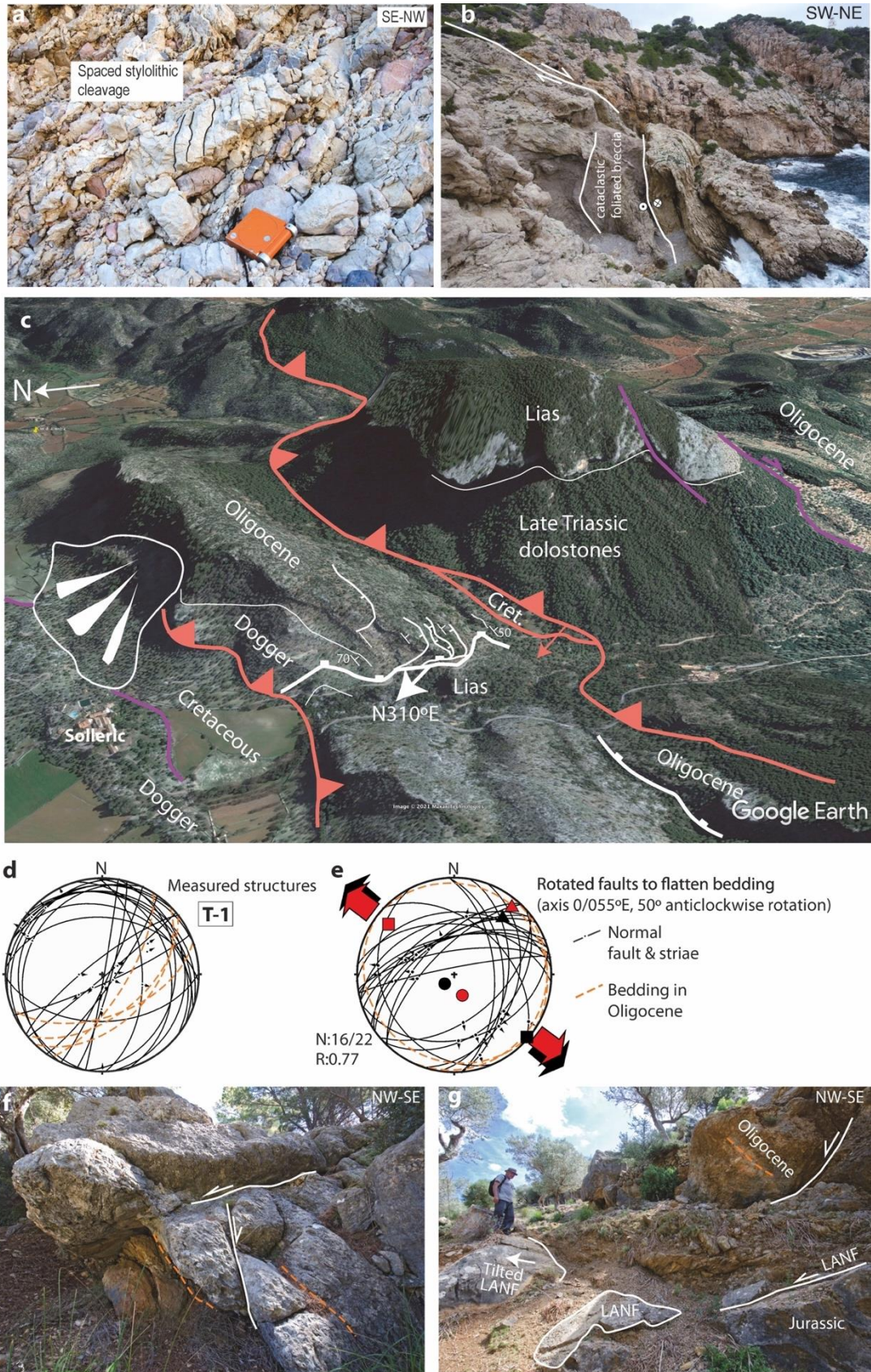


Figura 11. Panel fotográfico mostrando estructuras oligocenas en Capdepera y Solleric en Tramuntana. **a)** Clivaje estilolítico espaciado afectando a las brechas oligocenas de Capdepera. **b)** Fallas de salto en dirección, NE-SO dextra y NO-SE izquierda, cortando al semigraben de Capdepera. Véanse los pliegues subverticales que afectan a las margas jurásicas dentro de la zona de falla sinistra. **c)** Vista 3-D de Google Earth de la colina oligocena de Solleric en la Sierra de Tramuntana. Observese que la falla normal de bajo ángulo en blanco está cortada más tarde por una falla inversa en naranja. El Oligoceno está fuertemente inclinado y cortado por fallas normales que se enraízan en una falla normal de bajo ángulo, que corta hacia el NO a las calizas del Jurásico Inferior. **d)** Proyección estereográfica de fallas y estrías en los conglomerados de Solleric. **e)** Mismos datos que en e), rotados 50° en sentido antihorario según un eje horizontal de azimut N55°E para deshacer el basculamiento de los conglomerados oligocenos. Observar que los dos sets conjugados de fallas normales que se inclinan hacia el SE. **f)** Las brechas de la Fm. Cala Blanca cortada por una serie de fallas normales que se inclinan hacia el SE. **g)** Contacto basal de los conglomerados oligocenos de Solleric inclinados sobre una falla normal de bajo ángulo que corta una antigua superficie de falla, ambos con dirección de transporte al NO.



Figura 12: Afloramientos de conglomerados de Cala Blanca del Oligoceno y margas cretácicas afectadas por extensión NW-SE en la localidad de Biniarroi. Debajo, esquemas de la estructura en A y B. Las líneas blancas corresponden a fallas, naranjas a la estratificación en el Oligoceno y verdes en el Cretácico. A) Conglomerados afectados por un juego de fallas normales conjugadas indicando extensión NO-SE situados a poca distancia sobre margas del cretácico con abundantes estructuras S-C' con transporte hacia el NO (B). Interpretación en la parte inferior. B) Margas cretácicas

afectadas por superficies de cizalla frágil con transporte hacia el NO, estructuralmente debajo del afloramiento de los conglomerados de A. C) Roca de falla con desarrollo de estructuras S-C' en margocalizas del Jurásico asociada al contacto por FNBA con conglomerados del Oligoceno. Sentido de transporte hacia el NO. D) FNBA a techo calizas del Lías. Sobre estas fallas se encuentra un delgado horse extensional de margocalizas del Jurásico medio-superior y los conglomerados del Oligoceno, a su vez, despegados mediante fallas de bajo ángulo sobre las rocas infrayacentes.

Los conglomerados oligocenos de Sollerlic se encuentran en el bloque de techo de una falla normal de bajo ángulo que se enraiza sobre las calizas del Lías que ocupan el bloque de muro. Localmente, al Sur del afloramiento, se encuentran lentejones de margas y margocalizas del Cretácico y Jurásico superior, muy deformadas con superficies de falla (Figura 12 c). En las proximidades del plano de falla basal, las estrías marcan una dirección de transporte N310°E.

Hacia la base del cuerpo de conglomerados de Cala Blanca se observa una deformación extensional polifásica, donde fallas de bajo ángulo con transporte hacia el NO cortan a otras anteriores, que aparecen basculadas buzando suavemente hacia el SE (Figura 11 g). Este carácter polifásico o secuencial de la extensión se observa también en el seno del cuerpo conglomerático, donde hay fallas normales con transporte hacia el NO cortadas y basculadas por otras sintéticas más recientes, más buzantes.

Hacia el N del afloramiento, cerca del predio de Sollerlic, la FNBA basal se encuentra plegada junto con las calizas del Lías del bloque de muro en un anticlinal de plano axial NE-SO. De este modo, en el flanco SE del anticlinal la estructura extensional muestra una rotación adicional de forma que las fallas normales conjugadas que cortan a los conglomerados están fuertemente rotadas, mostrándose como si fueran fallas inversas buzando suavemente hacia el SE y NO, mientras que los conglomerados de la Fm. Cala Blanca buzando 70° hacia el SE.

En nuestras visitas a la ST hemos detectado en otros afloramientos que el contacto entre la Fm. Cala Blanca y el substrato mesozoico es en realidad un contacto mecánico caracterizado por la presencia de fallas normales de bajo ángulo. Tal sería el caso de los afloramientos de Sa Bastida (Alaró), Biniarroí (Mancor) o Sollerlic (Alaró). En la Peña de Sa Bastida y en Biniarroí, el Oligoceno aparece despegado sobre el Cretácico por medio de una falla normal de bajo ángulo con dirección de transporte al NO. Las margocalizas cretácicas presentan fábricas S-C' muy penetrativas y los conglomerados oligocenos están intensamente compartimentados por fallas normales de alto ángulo que pueden incluir diques clásticos (Figura 12 a y b).

El análisis del paleo tensor de esfuerzos asociado a este sistema extensional a partir de fallas medidas en los conglomerados de Cala Blanca en Sollerlic, tras llevar la estratificación a la horizontal con una rotación antihoraria de 50° según un eje horizontal de azimut N55°E, ofrece un elipsoide extensional oblató ($R=0,77$) con el eje Sigma 3 inclinado 16° hacia N307°E (Figura 11 e). Esta extensión hacia el NO coincide con la observada en otros afloramientos de Oligoceno en la Sierra de Tramuntana y en Capdepera.

5.6 La edad de la extensión previa al desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos

Ya hemos explicado en los apartados anteriores que hemos localizado, tanto en la ST como en las SLL, unas facies detríticas continentales depositadas en un contexto extensional sinsedimentario que posteriormente, y de forma clara, se ven afectadas por la tectónica compresiva miocena.

Uno de los afloramientos descritos con detalle corresponde a las brechas de Capdepera. Éstas son difícilmente datables a partir de criterios paleontológicos e igual ocurre con los conglomerados del afloramiento de Solleric. Sin embargo, estas facies continentales proximales transitan hacia el SO y centro de la isla (Sierras Centrales) a facies más distales de tipo lacustre, tal como sucede en Sineu, en donde en la zona de las antiguas minas de lignito se encontraron restos de macro y micro fauna vertebrada (Colom, 1960; 1975; Adrover y Hugueney, 1977), o de carófitas (Martín-Closas & Ramos-Guerrero, 2005), que han permitido asignarlas al Rupeliense-Chattiense inferior; Es lo que se conoce como Formación Cala Blanca (Ramos-Guerrero et al., 1989).

La Fm. Cala Blanca está bien extendida y datada tanto en el extremo suroccidental de la ST como en las Sierras Centrales de la isla, datación que se hizo extensiva al resto de afloramientos de la ST, como el de Solleric.

Debido a su tamaño, aislamiento y encaje entre varias fallas, el cálculo de la edad de las brechas del afloramiento de Capdepera resulta más complejo. Pese a ello, sugerimos que por el tipo de facies y el contexto tectonosedimentario en que se originan, podría también ubicarse perfectamente en la Fm. Cala Blanca.

Tanto en la isla de Menorca como en la de Ibiza, se han hallado depósitos continentales de edad oligo-miocena en un contexto extensional. En el norte de Menorca, encajado entre dos fallas normales, hay un afloramiento de una formación detrítica rítmica y continental en la que alternan conglomerados, arcillas y margas. De acuerdo con Bourrouilh, (1983), y en base a su contenido en Carófitas, podría datarse como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Algo más tardía que la Fm. Cala Blanca, pero en un marco tectónico muy similar. En Ibiza se ha situado una Formación detrítica continental (Fm. Cala d'Hort), asociada a un sistema de fallas normales, cuya edad estaría comprendida entre el Chattiense y el Burdigaliense Inferior (Etheve et al., 2016).

5.7 La Extensión posterior al Frente de Pliegues y Cabalgamientos. Cuenca de Manacor

Para describir la extensión serravalliense en la zona cartografiada de las SLL (Figura 3), podemos diferenciar dos grandes dominios limitados por fallas normales de alto ángulo NO-SE o NE-SO: el primero lo constituyen las cubetas situadas al Norte y Noreste de Manacor (Cuenca de Manacor) y el segundo los relieves que bordean estas cuencas, tanto al Sur como al Norte. En este sector de las SLL no aflora la Fm. Cala Blanca, por lo que, en este caso particular, no tenemos un control de la fase de *rifting* del Oligoceno anterior al desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos miocenos.

En la cuenca de Manacor predominan las fallas normales de alto ángulo que limitan horsts y grabens, estos últimos rellenos de sedimentos aluviales o lacustres de edad Serravalliense pertenecientes a las Unidades: Limos de Manacor, Margas de Pina y Calizas de Sa Verdera (ver Fig. 3 y 4 cortes y mapa geológico). Esta cuenca formaría parte de un conjunto de cuencas de la misma edad y mayor o menor extensión ubicadas en el resto de la isla, por ejemplo: Palma, Inca, Sa Pobla, Marineta y Campos (Figura 1b). El mapa de anomalías gravimétricas (Figura 8) nos muestra las zonas que coinciden con los valores negativos correspondientes a sus depocentros. Los grabens o semigrabens muestran una elongación NO-SE o NE-SO, estando limitados por fallas normales con esta orientación, acompañados por fallas de salto en dirección dexas o

sinistras NE-SO que acomodan a las anteriores como las de Orient, Sencelles, Sant Joan o Felanitx-Manacor (Figura 8).

A nivel de afloramiento, la cuenca de Manacor se presenta como una cubeta limitada por fallas normales de alto ángulo que cortan a los anteriores despegues extensionales, ya en parte sellados por los depósitos serravalienses, o por fallas NE-SO como la situada entre Manacor y Felanitx o al Este de estas dos poblaciones que, pese a estar cubierta discordantemente por sedimentos tortonienses, constituiría el límite oriental de las Sierras de Llevant (Sàbat et al., 2011 y Figura 8). En algunos casos las fallas normales de alto ángulo NE-SO, como la de Felanitx-Manacor, presentan una componente de desgarre sinistra deducida a partir de las estrías y fallas riedel sobre el plano de falla principal.

Los sedimentos serravalienses se depositan sobre el anterior basamento Mesozoico, o más comúnmente, sobre las calcarenitas del Langhiense, estas últimas muy afectadas por una densa red de fallas que muestran extensión al NE (foto 12 a). Las series continentales serravalienses suelen estar muy tendidas, pero localmente presentan buzamientos de hasta 40°, discordancias progresivas y fallas normales de alto ángulo NO-SE algo más espaciadas que las de su base langhiense, lo que nos señala también el carácter sinsedimentario de la extensión (Figura 12 b).

Las principales cuencas, como la de Manacor y al SO en Felanitx, están limitadas por fallas de alto ángulo que separan sedimentos del Mioceno Inferior y Medio del basamento Mesozoico. Este es el caso de la Falla de Manacor con transporte hacia el NE, que separa a los limos de Manacor en el bloque de techo de dolomías triásicas en el bloque de muro (Figura 12 c). Estas fallas individualizan horsts y grabens que caracterizan la estructura tectónica de las Sierras de Llevant (Mapa geológico en la figura 3 y cortes geológicos, Figura 4). En los horsts se observan las imbricaciones tectónicas resultado del acortamiento y desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca durante el Mioceno Inferior.

La cinemática de la extensión se ha determinado usando estrías de falla, fallas riedel, desplazamiento de niveles de referencia y zonas de cizalla frágil que producen estructuras S-C' (figura 6a), que muestran una dirección variable de transporte con dos direcciones principales ortogonales entre sí, indicando extensión SO-NE y NO-SE que se hace evidente en el mapa geológico (Figura 7). Los resultados de la inversión de los paleoesfuerzos confirman la existencia de dos campos de paleoesfuerzos bien diferenciados produciendo extensión NE-SO hacia N-S y NO-SE (figura 7). Las estaciones de medición de fallas 1-3, 9, 13, 14, 20, 21, 33, 31 y 34 muestran bien determinado campo de paleoesfuerzos indicando extensión NE-SO a N-S (Figura 7). La estación 24, cercana a Manacor, muestra dos campos de paleoesfuerzos significativos indicando extensión NE-SO y NO-SE, respectivamente.

En las SLL también hemos observado variaciones espaciales en la importancia de uno u otro sistema extensional. La dirección de extensión NO-SE resulta especialmente clara a lo largo del margen Sureste (estaciones 15, 16 y 26-28 en la Figura 7), coincidiendo con una marcada anomalía gravimétrica negativa NE-SO, paralela a la línea de costa. A pesar de que esta variabilidad en las direcciones de extensión durante el Serravaliense podría reflejar una extensión radial (Céspedes et al., 2001), nosotros pensamos que, en general, las fallas normales que producen extensión NE-SO son más antiguas y más penetrativas que las que producen extensión NO-SE. Además, los resultados de la inversión del paleoestrés indican mayormente razones axiales R por encima de 0,3 (figura 7), que son mayores que los observados en los campos de estrés de extensión radial mejor documentados, que tienen valores de R de alrededor de 0,1 (p. ej. Simón, 1989; Liesa et al., 2019).



Figure 12. Sedimentos del Mioceno Inferior y Medio de la cuenca de Manacor cortados por fallas extensionales post-FTB. a) Calciruditas de Burdigaliense Superior a Langhiense cortadas e inclinadas por la acción de fallas normales serravallienses con transporte dirigido al NE. b) Sedimentos del sin-rift del Serravallian, también inclinados y cortados por fallas normales. c) Falla normal dirigida al NE entre conglomerados y limos serravallienses y dolomías del Triásico, en el límite sur del depocentro de Manacor.

Hemos obtenido únicamente una estación compatible con una extensión radial correspondiente a la ubicación número 23, con un R de 0,06 (figura 7). Además, tenemos la clara evidencia que la extensión NO-SE afecta a los sedimentos del Mioceno Medio de la cuenca de Manacor, que también han sido descritas en otras zonas de Mallorca, como la cuenca de Inca (Benedicto, et al., 1993). Proponemos que la extensión del Mioceno Medio en Mallorca se desarrolla secuencialmente; primero produciendo extensión NE-SO, seguida después por una extensión ortogonal NO-SE, la cual localmente y a lo largo de los márgenes litorales de la isla continúan hasta alcanzar el Mioceno Superior (Driussi et al., 2015b).

En el Serravallian y coincidiendo con la extensión, hay un importante cambio de tendencia en Mallorca. De entrada, se pasa de un régimen marino a uno continental y, además, la procedencia de los cantos procedentes del Sur (Rodríguez-Perea, 1984), con la presencia de clastos paleozoicos similares a los que actualmente afloran en Menorca y en el complejo de los Maláguides, en las zonas internas de las Béticas durante el Mioceno Inferior (Hollister, 1942; Cohen, 1980; Bourrouilh, 1983) se corta. Ello implica la presencia en el Mioceno inferior de un macizo emergido situado al sur del Promontorio Balear compatible con el dominio de Alborán. Los horsts originados durante la extensión serravallian alimentaban entonces a las pequeñas y subsidentes cuencas próximas. Es de destacar la presencia en el Serravallian de las mismas faunas de glíridos tanto en el PB como en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Suarez et al., 1993, Bover et al., 2008)

El reconocimiento de la presencia en las SLL de fallas serravallienses normales y de salto en dirección extensionales, supone un cambio significativo respecto a las estructuras anteriormente establecidas, interpretadas exclusivamente en términos contractivos (p. ej. Sàbat, Muñoz & Santanach, 1988).

6. DISCUSIÓN

Desde la Tesis de P. Fallot (1923), la casi totalidad de las publicaciones que han tratado de la evolución geodinámica de las Sierras de Tramuntana y Llevant de la isla de Mallorca se centran o inciden en la existencia de dos fases tectónicas. La primera de ellas es la que produjo el cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes al NO o ONO durante el Oligoceno Superior-Mioceno Medio ($\approx 27-14$ Ma). Este acortamiento habría configurado la casi totalidad de los contactos mecánicos entre rocas de la región, ya sea como rellanos, rampas o rampas laterales de cabalgamientos (Alvaro, 1987; Gelabert et al., 1992, Sàbat et al., 1988). La segunda fase, que tendría su máxima actividad en el Mioceno Medio pero que alcanzaría hasta el Cuaternario (14-0 Ma), resultaría de la relajación del acortamiento anterior y generaría fallas normales de gran ángulo NE-SO y NO-SE que en el interior de las sierras llegan a cortar a los cabalgamientos y que estructuran la isla en *horsts* y *grabens* (p. ej. Alvaro, et al. (MAGNA-IGME), 1983; Benedicto et al., 1993; Gelabert, 1998).

Contrastando con la evolución tectónica establecida anteriormente, la principal aportación de nuestras labores de investigación centradas en las sierras mallorquinas y su génesis, es la localización y descripción de dos fases extensionales cenozoicas que tuvieron lugar respectivamente antes y después del desarrollo del haz de pliegues y cabalgamientos miocenos. Por criterios exclusivamente estratigráficos, se presuponía que la Formación detrítica continental de Cala Blanca se había depositado en cuencas extensionales (Colom, 1975; Ramos-Guerrero et al., 1989; Fornós et al., 1991), de las que no se conocía su geometría, pero sí su edad a partir de su contenido en carófitas (Martín-Closas y Ramos-Guerrero, 2005) o en vertebrados (Fallot, 1923; Oliveros y Escandell, 1960; Colom, 1975; Adrover et al., 1997). El estudio detallado llevado a cabo por nosotros de dos de los afloramientos de la Fm. Cala Blanca, el primero situado en las Sierras de Llevant y el segundo en la de Tramuntana, donde se pueden observar sendas discordancias progresivas, nos ha permitido caracterizar esta fase de *rifting* en la que predominan las fallas normales sinsedimentarias NE-SO, que se ven posteriormente afectados por las sucesivas fases tectónicas.

A partir de nuestro trabajo y su integración con trabajos previos, se pueden establecer cinco procesos geodinámicos que condicionan la actual disposición morfoestructural de la isla de Mallorca, y de las Baleares en general. Tres de ellos están relacionados con la extensión de su corteza próxima y otros dos con su acortamiento, todo ello en un contexto de *rifting*, mesozoico y posterior convergencia de las placas litosféricas euroasiática y africana en el MO, con la consiguiente alternancia de fases de *rifting* y acortamiento desde el Jurásico Medio hasta el Mioceno Superior ($\approx 180-8$ Ma). A continuación, integramos nuestros nuevos datos, especialmente las dos fases de extensión cenozoica, con los modelos previos para la evolución tectónica de Mallorca que a su vez integramos con los datos tectónicos, paleogeográficos, estratigráficos, paleontológicos y biogeográficos previos para establecer un nuevo modelo geodinámico de la formación del Mediterráneo occidental desde el Eoceno hasta el Mioceno Medio (Figuras 13-16).

La individualización del promontorio Balear probablemente se inició durante el *rifting* del margen sudibérico que tuvo lugar entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior ($\approx 190-100$ Ma), dando lugar al Surco de Valencia (Pellen et al., 2016; Etheve et al., 2018). Hasta la fecha, este *rifting* únicamente se han podido reconocer en Mallorca gracias a los numerosos criterios estratigráficos que nos dan indicios de esta ruptura de la plataforma (p. ej. Alvaro et al., 1989), mientras que en los acantilados de la vecina isla de Cabrera, prolongación de las Sierras de Llevant, se observan excelentes ejemplos (Sàbat y Santanach, 1984). Además, en el centro de la

isla de Mallorca se han descrito intrusiones de rocas volcánicas situadas en el contacto Lías-Dogger que muy probablemente estén relacionadas con este episodio extensional (Moragues y Enrique, 2013).

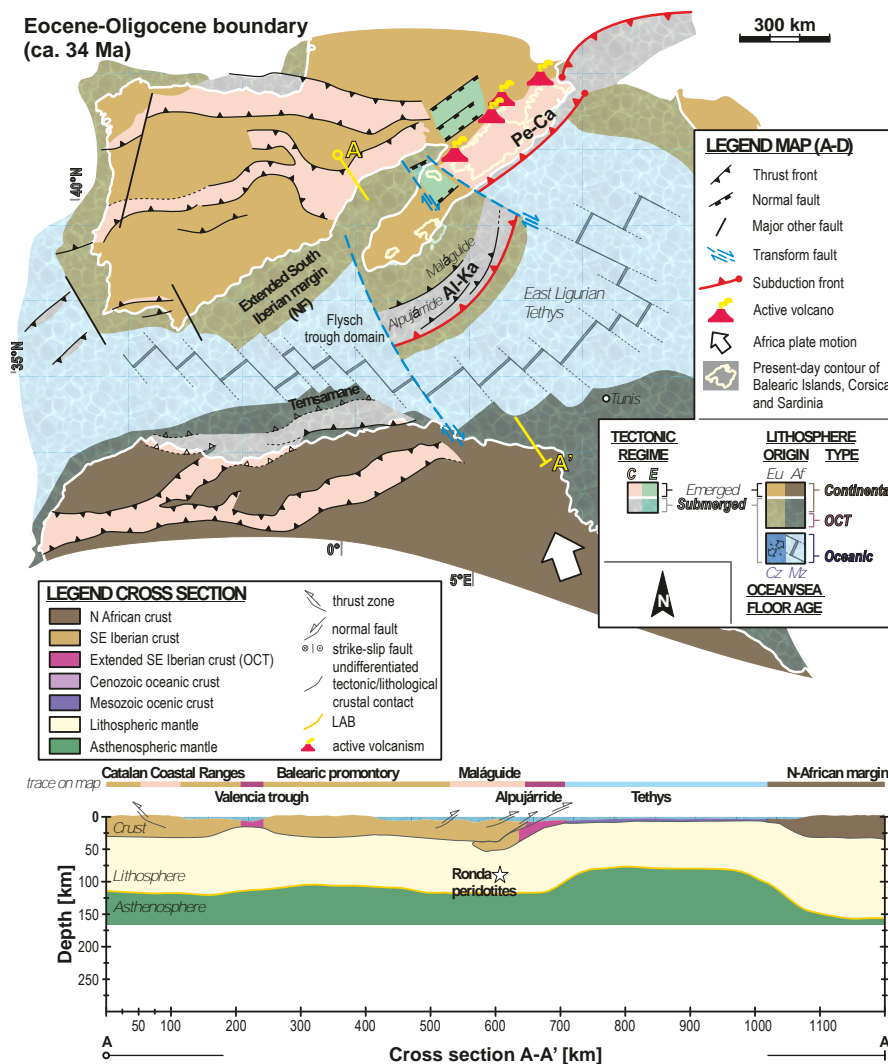


Figura 13. Reconstrucción Geodinámica del Mediterráneo occidental para el Eoceno (34 Ma) y cortes esquemáticos a escala litosférica a través del promontorio Balear y el dominio orogénico AlKa. Abreviaturas en el mapa: Al – Dominio de Alboran; Ka – Cabilia; Pe – dominio Peloritano; Ca – Calabria; NF – Nevado-Filábrides; GK – Gran Cabilia y PK – Pequeña Cabilia. Abreviaturas en la leyenda: OCT – transición océano-continente; C/E – Acortamiento/Extensión activas; Eu/Af – Litosfera Europea/Africana; Cz/Mz – Edad Cenozoica/Mesozoica de la corteza oceánica, respectivamente. El movimiento de la placa Africana y la paleo-posición de Tunis se muestran basado en Handy et al. (2010) en cada estadio. Ver el apartado de metodología para más detalles sobre como se ha realizado la reconstrucción geodinámica.

6.1 Contexto tectónico para Mallorca durante el Eoceno

Hemos iniciado el análisis de la evolución geodinámica del MO en el Eoceno (Fig. 13), que a partir del Luteciense Superior-Bartoniense (≈ 40 Ma), se inicia en Mallorca con el depósito de sedimentos lacustres o marinos superficiales que sellan un periodo de levantamiento topográfico y erosión que se ha relacionado con el acortamiento paleoceno que afectó a varios orógenos del MO: Pirineos, Cadenas Costeras Catalanas, Cadena Ibérica, Atlas y el orógeno de AlKaPeCa (p. ej. Boullin et al., 1986; Ramos-Guerrero et al., 1989; Azañón et al., 1997; Balanyà et al., 1997; Verges et al., 2002; Guimerà et al., 2004; van Hinsbergen et al., 2014).

Basándonos en datos publicados, principalmente del dominio de Alborán en las Béticas, proponemos que el Promontorio Balear representaba el *hinterland* de los dominios orogénicos de Alboran y las Kabilias (AlKa), del orógeno paleógeno de AlKaPeCa, representados por las unidades tectónicas de los complejos Maláguide-Alpujárride en las Béticas o sus equivalentes, Sebides-Ghomarides, en el Rif. Estos dominios muestran poblaciones de edades de circones detríticos compatibles con un origen del Macizo Ibérico, similares a los descritos para el Paleozoico de la cercana isla de Menorca y las Cadenas Costeras Catalanas o el Sur de Francia (Martínez et al., 2016; Azdimousa et al., 2019; Jabaloy et al., 2021). La placa inferior subducida del orogeno AlKa está actualmente en parte representada por el Complejo Alpujárride, que registró un metamorfismo de AP/BT (Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1997; Booth-Rea et al., 2002) datado como Paleoceno-Eoceno a partir de Ar-Ar (Platt et al., 2005; Marrone et al., 2020; Bessière et al., 2021). Como marcador de la evolución de la litosfera subducida del Complejo Alpujárride, hemos integrado en nuestro modelo a las peridotitas de Ronda que constituirían su manto subcontinental (Booth-Rea et al., 2005; Garrido et al., 2011). Probablemente, durante este primer evento orogénico las peridotitas alcanzaron sus condiciones primarias registradas por facies de lertzolita con granate equilibradas a 2,4-2,7 GPa y temperaturas de 1.020-1.100°C (Garrido et al., 2011, Figura 13). Este primer proceso de acortamiento posiblemente solo afectó al margen continental de Mallorca, sin producirse subducción de corteza oceánica del Tethys, si tomamos en consideración la ausencia de un arco volcánico de esta edad en el dominio AlKa. Sin embargo, si debió de ocurrir más al Noreste en el segmento Calabro-Peloritano (Pe-Ca), dónde se formó el arco volcánico de Cerdeña (e.g. Lustrino et al., 2011; Figura 13). Los vestigios de esta fase contractiva, entonces al Sur de Baleares, se encuentran actualmente en las Cordilleras Béticas, las Kabilias, el Rif y el Tell argelino, a centenares de km de su antiguo emplazamiento. Mientras, en Mallorca todo ello se traduce en un hiato erosivo. En esta fase también se forman los Pirineos, las Cordilleras Costeras Catalanas, el Sistema Ibérico y se inicia el desplazamiento de Menorca y Córcega-Cerdeña hacia el Este a partir de fallas transformantes dexas NO-SE, como la Norbaleárica (Figura 13).

6.2. Fallas normales de bajo ángulo y grabens del Oligoceno-Mioceno inferior

El siguiente evento tectónico es la extensión oligocena. El Oligoceno está representado en Mallorca por la Formación Cala Blanca que ha sido datada como Estampiense-Chattiense inferior (\approx 33-20 Ma) a partir de su contenido en carófitas (Martín-Closas and Ramos-Guerreo, 2005) o en fauna vertebrada (p. ej. Colom, 1975; Adrover et al., 1997). Los dos afloramientos de esta Formación continental estudiados por nosotros no han sido datados, pero hay claras evidencias de que los depósitos detríticos que rellenan ambas cuencas son anteriores al frente de pliegues y cabalgamientos miocenos. La extensión oligocena observada en Capdepera nos indica un proceso secuencial, con el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo y dirección de transporte al NO que a su vez son cortadas posteriormente por fallas normales de alto ángulo. Todo ello conformaría una geometría típica de terrenos altamente extendidos (Marínez-Martínez et al., 2002; Booth-Rea et al., 2004; Serck et al., 2020). En la Sierra de Tramuntana los afloramientos oligocenos aparecen casi exclusivamente al sur de la falla de Orient. Presentan fallas normales de bajo ángulo con transporte al NO que afectan al Oligoceno y que descienden estructuralmente cortando a la secuencia mesozoica infrayacente. El afloramiento de Solleric, en la zona central de la ST, sería un claro ejemplo del relleno sinrift de una cuenca extensional oligocena con materiales detríticos continentales basculados sobre una falla normal de bajo ángulo con transporte hacia el NO. Los conglomerados alcanzan buzamientos de hasta 50°

mientras que la parte superior de la serie se muestra subhorizontal. Las discordancias internas de la secuencia conglomerática y las evidencias de una deformación prediagenética sugieren que estos depósitos son coetáneos con la extensión oligocena y anteriores al desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos miocenos posteriores. Además del basculamiento sinrift, la secuencia Oligocena y las fallas normales se encuentran localmente plegadas, con buzamientos de hasta 70° hacia el SE en los conglomerados. Este proceso hace que las anteriores fallas normales aparezcan como fallas inversas con transporte hacia arriba. Los elipsoides de paleoesfuerzos obtenidos en ambos afloramientos a partir de las fallas normales que cortan a las brechas y conglomerados de la Formación Cala Blanca, muestran extensión al NO-SE durante el Oligoceno (Figuras 9a y 11e). La extensión oligocena en Mallorca es probablemente más joven que las observadas en Menorca (aprox. 35-28 Ma; Sàbat et al., 2018) e Ibiza (Etheve et al., 2016) y coincide con la apertura de la cuenca Liguro-Provenzal (Cherchi & Montadert, 1982; Rehault et al., 1984; Speranza et al., 2002; Ferrandini et al., 2003; Schettino & Turco, 2006).

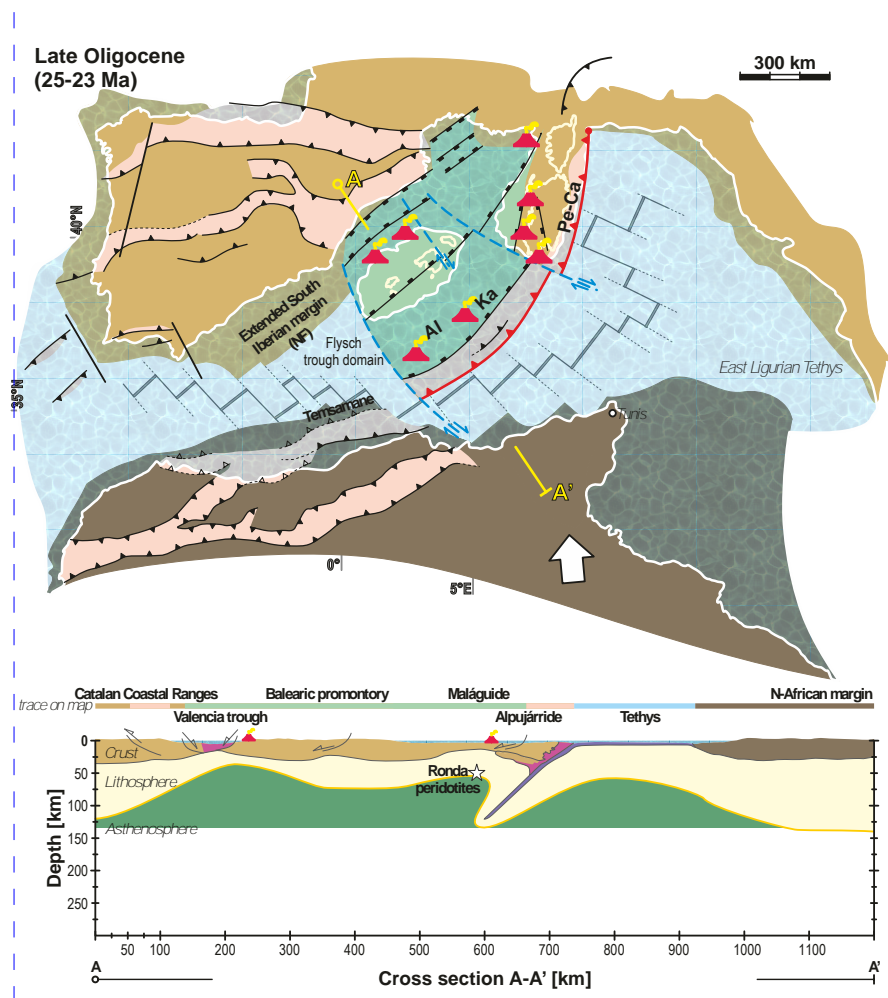


Figura 14. Reconstrucción geodinámica del MO en el Oligoceno Superior. Leyenda en la Figura 13

La extensión oligocena se ha descrito y afectó también a otros ámbitos del Mediterráneo Occidental, por ejemplo a los dominios de Alboran y las Cabillas dónde hallamos claros indicios del rifting oligoceno, como por ejemplo en las peridotitas de Ronda (Booth-Rea et al., 2005; Garrido et al., 2011; Precigout et al., 2013; Bessière et al., 2021) o, a nivel más superficial, denudando el frente de pliegues y cabalgamientos paleógenos que estructuró a los dominios

Alpujárride y Maláguide (Lonergan and Platt, 1995; Booth-Rea et al, 2004; 2005). La extensión oligocena en un escenario de *backarc*, también se ha descrito en las Kabalias y otras regiones del Mediterráneo (Abbassene et al., 2016; Chazot et al., 2017; Fernández et al., 2020) y se atribuye a una ralentización del movimiento de África motivado por la colisión de África/Arabia-Eurasia (Jolivet & Faccena, 2000). La generalización de la extensión en el Oligoceno-Mioceno Inferior en todo el Mediterráneo Occidental propuesta por nosotros, podría explicar, por ejemplo, algunas modelos contradictorios sobre el desarrollo del golfo de Valencia, donde se han propuesto dos hipótesis alternativas de extensión Mesozoica o Terciaria (Roca & Guimerá, 1992; Etheve et al., 2018).

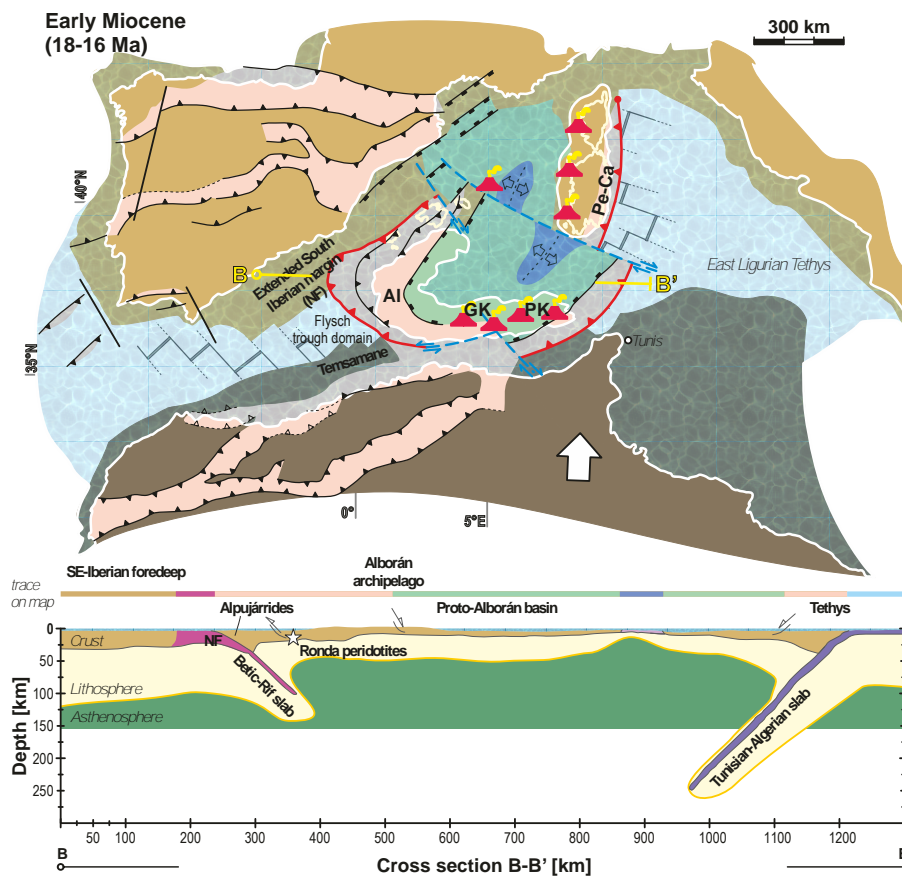


Figura 15: Reconstrucción geodinámica del MO en el Mioceno Inferior (18-16 Ma). Leyenda en la Figura 13.

6.3 El desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca en el Burdigaliense-Langhiense

Al cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca se le ha asignado una vergencia dominante hacia el NO (Alvaro, 1987; Parés et al., 1986, Sàbat et al., 1988; Gelabert 1998). Pese a ello, las escasas referencias aportadas por las mediciones de las estrías de falla y otros indicadores cinemáticos de una serie de estaciones situadas en las proximidades de los contactos mecánicos de ambas Sierras, aportan datos contradictorios y no siempre acordes con una imbricación al

NO o ONO como cabría esperar (Casas and Sàbat, 1987; Gelabert et al., 1992). Nuestros datos también indican direcciones variables de acortamiento, tal como hemos podido observar en la Lámina I situada al sur de Manacor en las Sierras de Llevant con ejes de pliegue y lineación de intersección orientados al NO-SE (Figura 3), mientras que en la Lámina III la vergencia se sitúa hacia el Oeste o Suroeste (Figura 3).

Tras el estudio del acortamiento de las zonas por nosotros investigadas, nos enfrentamos con la cuestión de la orientación de la vergencia de los pliegues y cabalgamientos, que varía del NO al SO. El significado de esta variabilidad no está claro. Las rotaciones paleomagnéticas medidas en las sierras de Tramuntana y Llevant muestran valores similares de 40º de rotación horaria para pliegues ortogonales ente sí, de orientación SO-NE en Tramuntana y NO-SE en Llevant, sugiriendo que se habían formado originalmente a 90º, siendo los pliegues de Llevant paralelos a rampas laterales del sistema de cabalgamientos (Freeman et al., 1989). Otros resultados paleomagnéticos, sin embargo, obtienen rotaciones variables tanto horarias como antihorarias en sedimentos y rocas volcánicas del Mioceno Inferior y Medio (Parés and Roca, 1996). Sin embargo, sería necesario realizar un muestreo paleomagnético aplicado a toda la secuencia Cenozoica de cara a obtener una idea clara de la orientación original del frente de pliegues y cabalgamientos mallorquín y las estructuras precedentes. La existencia de pliegues con tendencias ortogonales entre las sierras de Tramuntana y Llevant también podría reflejar la curvatura original del arco de las Béticas-Rif durante el Mioceno Inferior.

En las últimas décadas, la edad del haz de pliegues y cabalgamientos, que anteriormente se daba como Burdigaliense-Langhiense (Colom, 1975; González-Donoso et al., 1982; Alvaro, 1987), se había extendido hasta proponer que en las SLL se iniciaba en el Oligoceno superior-Aquitaniense, trasladándose de SO a NE hasta la ST, donde las últimas escamas imbricarían al flysch langhiense, todo ello en base a un supuesto cabalgamiento fosilizado por los conglomerados de la Formación Sant Elm, situado entre Manacor y Felanitx (Sàbat, 1986; Sàbat y Santanach, 1987; Ramos-Guerrero et al., 1989). En nuestra revisión cartográfica de esta zona, la totalidad de los planos de cabalgamiento se sitúan siempre sobre la Fm. Sant Elm, de edad Burdigaliense (Rodríguez-Perea, 1984). En la Sierra de Tramuntana además, imbricados entre los cabalgamientos se encuentran las ignimbritas del Puig de l'Ofre datadas mediante Ar/Ar de cristales de sanidina en 19 Ma. Por ello, interpretamos que el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en Mallorca ocurrió durante un periodo más corto, entre el Burdigaliense y el Langhiense (19-14 Ma). La edad de esta deformación, dirigida al NO o ONO, coincide con la principal fase de acortamiento de las zonas Externas de las Béticas pese a que en esta cordillera el desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos continúa hasta el Mioceno Superior (Iribarren et al., 2007; Jiménez-Bonilla et al., 2016; Martín-Martín et al., 2018), acompañado del desarrollo de un importante sistema de fallas de salto en dirección (Galdeano and Vera, 1992; Geel and Roep, 1998; Pérez-Valera et al., 2013; Martín-Martín et al., 2018; Barcos et al., 2015).

El desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos en Mallorca es coetáneo con la subducción continental hacia el ESE del margen pasivo del SE de Iberia, que registró metamorfismo de AP/BT durante el Mioceno Inferior y Medio al SO de la isla (López Sanchez-Vizcaino et al., 2001; Platt et al., 2006; Booth-Rea et al., 2015; Kirchner et al., 2016). Mientras, en una temprana etapa de este evento contractivo, el complejo Alpujárride registró una segunda fase de acortamiento que afectó a su antigua sección adelgazada (Azañón et al., 1997; Balanyà et al., 1997; 1998; Booth-Rea et al., 2005; Simancas, 2018), proceso que fue seguido por la exhumación final del dominio de Alborán formado por los complejos del Maláguide y Alpujárride, ambos situados en la zona alta de la cuña orogénica (p. ej. García-Dueñas et al., 1992; Lonergan & Platt, 1995; Lonergan &

Jonhson, 1998; Platt et al., 2003; 2005; Booth-Rea et al., 2004) (Figura 15). La presencia en las Béticas de extensión coetánea con el desarrollo del frente de pliegues y cabalgamientos ha sido una de las características más paradigmáticas de este orógeno, que se prolonga hasta, al menos, el Mioceno Superior y que se ha relacionado con el *roll-back* de la litosfera del Tethys, que subyace unos 700 km bajo las Béticas y el Rif (Wortel and Spakman, 2000; Bezada et al., 2013).

El acortamiento del Burdigaliense-Langhiense también afecta a la cuenca protoargelina oligocena que se invirtió e incorporó en la nueva cuña orogénica; sus vestigios ahora se presentan como anfíbolitas en las Cabilias o en forma de manto subcontinental extremadamente adelgazado emplazado en la corteza como sería el caso de las peridotitas de Ronda al Oeste de las Béticas (Booth-Rea et al., 2005; Garrido et al., 2011; Marchesi et al., 2012; Hidas et al., 2013; Fernández et al., 2020) o de las peridotitas de Collo, en las Cabilias (Boullin & Kornprobst, 1974; Leblanc & Temagout, 1989; Laouar et al., 2017). Parte de la cuenca protoargelina está hoy en día representada al oeste de la cuenca de Alborán, que se desplazó en esta dirección centenares de km en posición de antearco siguiendo la migración del *slab* bético-Rifeño (Booth-Rea et al., 2007) (Figura 15).

Proponemos que la nueva reorganización contractiva que conduce a la individualización del *slab* Bético-Rifeño, está provocada por la convergencia a través de una antigua falla transformante que separaba en el Paleógeno el dominio orogénico de AlKaPeCa del resto del Tethys occidental (Figura 15). El inicio de la subducción a través de un límite transformante se ha propuesto por Hall et al. (2003) y reproducido con modelos termomecánicos 3D (Zhou et al., 2018). Esta transformante, junto con la transformante Norbaleárica, probablemente heredadas del rifting mesozoico, pueden haber contribuido a la segmentación en distintas losas de la litosfera del Tethys inferidas bajo el MO (Fichtner et al., 2015). Una falla transformante similar se ha propuesto por Cohen (1980) y Vergés y Fernández (2012) separando dos segmentos orogénicos con vergencia contraria correspondientes a las Béticas-Rif y las Cabilias-Tell. Sin embargo, nosotros proponemos un rol diferente para esta falla en la evolución del Mediterráneo Occidental. Durante el paleógeno podría haber transferido el acortamiento de AlKaPeCa hacia el Sur, al Atlas, permitiendo la preservación de un segmento del Tethys no deformado al Oeste que incluiría parte del margen pasivo del SE de Iberia y su zona de transición, correspondientes al Dominio Nevado-Filábride (Figura 13-15). Asimismo, serviría de límite transformante durante el colapso extensional del dominio de AlKaPeCa en el Oligoceno. Finalmente, durante el Mioceno Inferior se colapsaría bajo el nuevo orógeno Bético-Rifeño iniciado tras la inversión de la protocuenca Argelina, permitiendo el desarrollo de una nueva zona de subducción que migraría hacia el Oeste durante todo el Mioceno, colisionando oblicuamente con el margen Sudibérico y Normagrebí (Figura 14).

6.4 Colapso extensional de Mallorca en el Mioceno Medio

El último episodio que nos ocupa es la extensión serravalliense. El Serravalliense en Mallorca presenta facies continentales denominadas de techo a muro: Limos de Manacor, Margas de Pina y Calizas de sa Verdura (Fornós et al., 1991). La primera de estas unidades es aluvial y las dos restantes lacustres. A partir de nuestros estudios de los sectores central y meridional de las Sierras de Llevant, hemos podido determinar la importancia que presenta este episodio extensional coetáneo con la última apertura de la Cuenca Argelino-baleár. La extensión serravalliense fue polifásica, inicialmente con la actividad de varias fallas de bajo ángulo, superpuestas a distintos niveles estructurales, produciendo extensión NE-SO que adelgazan el

anterior haz de láminas cabalgantes y posteriormente con la actividad de fallas de alto ángulo que producen extensión en dos direcciones ortogonales NE-SO y NO-SE. Las fallas de alto ángulo delimitan a la cuenca de Manacor de las sierras circundantes produciendo una estructura de horst y grabens de forma que los grabens están rellenos por sedimentos del Mioceno inferior hasta el Serravaliense. Los sedimentos continentales de estas cuencas presentan discordancias progresivas internas que nos indican su deposición sin-rift. La edad de estos depósitos, que se ha podido determinar en base a su contenido en micromamíferos (Mein et Adrover, 1982; Adrover et al., 1984; Bover, et al., 2008), es Serravaliense (13,8 – 11,6 Ma). El hecho de que en las cuencas haya también sedimentos del Mioceno inferior quizás se deba a la preservación diferencial de la erosión en los bloques de techo de las fallas que delimitan las cuencas.

Las fallas normales que cortan al Serravaliense muestran direcciones de extensión variables, principalmente NE-SO y NO-SE (véanse estaciones de medida en la figura 7 y cortes geológicos en la Figura 4). A pesar de que esta variabilidad en las direcciones de la extensión durante el Serravaliense podría reflejar una extensión radial (Cespedes et al., 2001), pensamos que las fallas normales que producen desplazamiento NE-SO son más antiguas y penetrativas que las que producen desplazamiento NO-SE. Además, los resultados de la inversión de paleoesfuerzos indican mayoritariamente ratios R por encima de 0,3 (Figura 7), que son mayores que los observados en los campos de esfuerzos de extensión radial bien documentada, que tienen valores de R de alrededor de 0,1 (p. ej. Simón, 1989; Liesa et al., 2019). Hemos obtenido únicamente una estación compatible con una extensión radial con una razón axial R de 0,06 (estación 23, figura 7). Además, tenemos la clara evidencia de que la extensión NO-SE afecta a los sedimentos del Mioceno Medio de la cuenca de Manacor (Figura 12b y c). que también han sido descritas en otras zonas de Mallorca, como la cuenca de Inca (Benedicto, et al., 1993). Proponemos que la extensión del Mioceno Medio en Mallorca se desarrolla secuencialmente; primero produciendo extensión NE-SO, seguida después por una extensión ortogonal NO-SE, la cual localmente y a lo largo de los márgenes litorales de la isla continúa hasta alcanzar el Mioceno Superior (Driussi et al., 2015b).

La presencia de fallas normales de bajo ángulo en las SLL, implica un gran cambio respecto a la estructura propuesta previamente en la región, interpretada exclusivamente como contractiva (p. ej. Sàbat et al., 1988). Hemos identificado también contactos de fallas normales de bajo ángulo que habían sido interpretados como inversiones estratigráficas, por ejemplo, calizas jurásicas sobre margocalizas cretácicas. Sin embargo, creemos que el contacto que al este de Son Maciá se interpreta formando el flanco inverso con vergencia al NE de un gran sinclinal (Freeman et al., 1989), es en realidad una falla normal de bajo ángulo con transporte al Oeste, ya que localmente presenta pequeños *horses* (volumen de roca limitado por fallas normales de bajo ángulo) extensionales formados por dolomías triásicas, por lo que el sinclinal sería inexistente (Figura 4, B-B'). Creemos también que en la región cartografiada la lámina inferior se sitúa al Sureste de Manacor, pese a que actualmente presenta una estructura de horst incluyendo en su interior series con pliegues orientados NO-SE, limitados al Este por fallas normales de gran ángulo que cortan a los sedimentos serravalienses en el bloque de techo (perfil B-B', Figura 4).

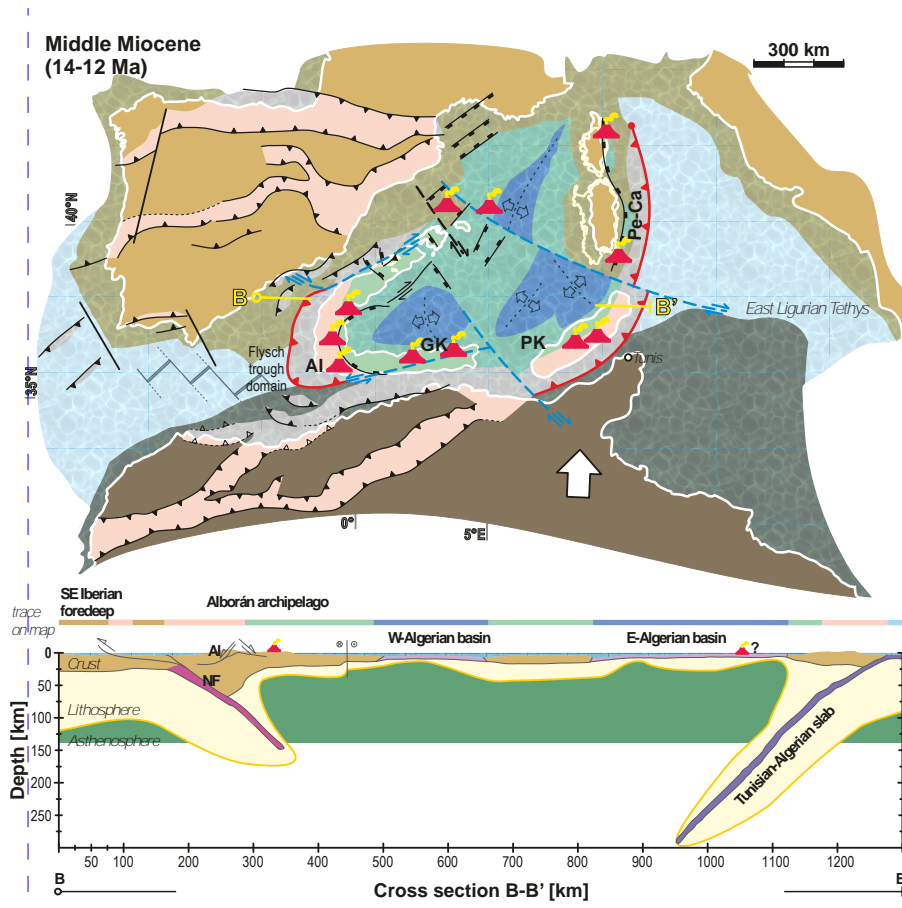


Figura 16: Reconstrucción geodinámica de la región del MO en el Mioceno Medio. Leyenda en la Figura 13.

En la figura 8, se observa que los grabens serravallienses coinciden con aquellas regiones que presentan anomalías gravimétricas negativas. Están segmentados y separados lateralmente por fallas de salto en dirección NE-SO que nosotros interpretamos como fallas de transferencia desarrolladas durante la extensión del Mioceno Medio (figura 8). Estas fallas, que limitan los principales depocentros, muestran cinemáticas tanto dexas como sinistras (Figura 8). Las fallas dexas oblicuas serían las de Orient y Sant Joan (Booth-Rea et al, 2016), mientras que las sinistras corresponden a las de Sencelles (Mas et al, 2014) y Felanitx-Manacor. Esta coexistencia de fallas de salto en dirección paralelas entre si, de orientación NE-SO, dexas y sinistras en la misma región, es característica de fallas de transferencia relacionados con la extensión de dirección NO-SE, como se ha descrito para fallas similares en las Béticas (Martínez-Martínez, 2006; Giaconia et al., 2014). Y así interpretamos su origen en el Mioceno Medio, aunque en algún caso hayan rejugado hasta la actualidad (Silva et al., 2001). Estas fallas son paralelas al escarpe de Emile Baudot, que ha sido descrito como originado por una falla transformante que aproximadamente separa la corteza continental de Mallorca de la cuenca oceánica Argelino-Balear (Acosta et al., 2001; Etheve et al., 2016; Jolivet et al., 2021). En estudios previos, las principales fallas de transferencia descritas en la región presentaban una dirección NO-SE, como por ejemplo la Norbaleárica, la Central o la de Ibiza, que acomodaban la apertura de las cuencas de Menorca o la Liguro-Provenzal en el Oligoceno-Mioceno Inferior (Pellen et al., 2016; Maillard et al., 2020). Fallas de salto en dirección NO-SE también se encuentran en Mallorca, algunas de las cuales han sido interpretadas como fallas de transferencia relacionadas con el haz de

cabalgamientos miocenos (Sábat et al., 1988; Gelabert, 1998). Nosotros también hemos localizado en las SLL fallas de salto en dirección NO-SE con cinemáticas dexas y sinistras. Estas fallas, en general, son mas cortas que las NE-SO que se extienden por toda la isla. En otros casos, observamos que algunas de estas fallas NE-SO presentan dos familias de estrías, indicando desplazamiento normal y de salto en dirección, como es el caso de la falla de Felanitx-Manacor.

6.5 La extensión del Mioceno medio en el Promontorio Balear y sus implicaciones para la geodinámica del Mediterráneo Occidental

La extensión serravalliense en Mallorca coincide con un periodo de profundas modificaciones paleogeográficas que llevan consigo el cambio de una sedimentación marina a otra continental (Ramon and Simo, 1986). Durante el Burdigaliense-Langhiense los depósitos turbidíticos se alimentaban de un dominio situado al Sur de la isla (Rodríguez-Perea, 1984). Éstos incluyen cantos exóticos paleozoicos similares a las grauwacas que afloran en el Carbonífero de Menorca, o en el Maláguide, en las zonas internas de las CB (Hollister, 1942; Cohen, 1980; Bourrouilh, 1983), ello supone la existencia al sur de Mallorca de un macizo emergido durante el Mioceno Inferior compatible con el complejo Maláguide, del dominio de Alborán (Figura 16), para los que también se ha propuesto recientemente su afinidad con el NE del Macizo Ibérico (Jabaloy et al., 2021). Durante el Serravalliense, se desarrollan en Mallorca pequeñas cuencas fuertemente subsidentes con drenaje interno (Oliveros y Escandell, 1960; Ramon and Simo, 1986; Benedicto et al., 1993; Ramos-Guerrero et al., 2000), probablemente alimentadas de los *horsts* locales formados durante la extensión que coinciden en la actualidad con los principales relieves. En resumen, durante la extensión del Mioceno Medio se inicia la continentalización de la isla de Mallorca, con la prácticamente actual distribución de relieves y llanos.

Proponemos que la elevación topográfica y la coetánea extensión estaría relacionada con un rebote flexural e isostático tras la pérdida de la raíz de manto litosférico bajo Mallorca y su hinterland, quizás ocasionado por mecanismos tectónicos como *slab detachment* o *edge delamination*. Este último mecanismo se ha descrito bajo las Béticas, donde se iniciaría en el Mioceno Superior, propagándose hacia el SO hasta el Plioceno o el Cuaternario, desencadenando un adelgazamiento extensional y elevación topográfica (Duggen et al., 2003; García-Castellanos & Vilaseñor, 2011; Chertova et al., 2014; Mancilla et al., 2015; Capella et al., 2020; Negrodo-Moreno et al., 2020; Sun & Berzada, 2020). El inicio de la delaminación o *slab detachment* se podría haber iniciado en el Serravalliense, al noreste, bajo parte del PB, y posteriormente haberse propagado hacia el suroeste. Esta hipótesis se soporta en base a una evolución tectónica similar, pero anterior en el tiempo para Mallorca. Tanto en Mallorca como en las Béticas, la extensión está acompañada de la actividad de fallas de salto en dirección, interpretadas como *transfer*. Estas fallas probablemente afectan a una zona relativamente ancha de corteza, correspondiente a gran parte del Promontorio Balear, sin embargo, se ha enfatizado especialmente la actividad transformante del Escarpe de Emile Baudot, separando corteza oceánica de continental (Acosta, 2001; Driussi et al., 2015a) o las fallas situadas al Este de las Béticas, como las Fallas de Crevillente o de las Alpujarras-Norte de Cabrera (Martínez-Martínez, 2006; Martínez-Martínez et al., 2006; Pérez-Valera et al., 2013; Giaconia et al., 2014; Mancilla et al., 2015). En ambas regiones, la tectónica extensional se propaga en el interior de los frentes de pliegues y cabalgamientos de las zonas externas en dos direcciones ortogonales, paralelas y transversales respectivamente a la dirección del orógeno que actúan de forma secuencial (Booth-Rea et al., 2004; Rodríguez-Fernández et al., 2011; Balanyà et al., 2012).

La componente de salto en dirección asociada a la extensión, se acompaña en las Béticas y Mallorca con una rotación en sentido de las agujas del reloj de 35-40° (p. ej. Freeman et al., 1989; Lonergan & White, 1997; Mattei et al., 2006). Al Este de las Béticas, el margen Sud-Ibérico subducido (complejo Nevado-Filábride) se exhumó por despegues extensionales dúctil-frágiles con transporte hacia el SO, en gran parte durante el Mioceno Medio y Superior (Martínez-Martínez & Azañón, 1997; Martínez-Martínez et al., 2002; Auguier et al., 2005), seguido a continuación por un importante adelgazamiento durante el Tortoniense (Auguier et al., 2013; de la Peña et al., 2020b), produciendo extensión al SE a lo largo del despegue de Almenara (Booth-Rea et al. 2012). En general, esta extensión última se ha relacionado con la apertura del sector occidental de la cuenca Argelino-Balear entre el Mioceno Medio y el Superior en un contexto de *backarc* (Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; 2018b), o con la relajación de energía potencial almacenada en las zonas internas de las Béticas. Esta hipótesis de desgarre hacia el SO del *slab* Bético-Rifeño, iniciada bajo el Promontorio Balear y posteriormente propagándose hacia el SO, podría explicar la similitud existente entre las litosferas de las Béticas y Mallorca, como la orientación SO-NE de la anisotropía Pn del manto (Díaz et al., 2013) y el reducido espesor de la litosfera (<70 km) tanto en Mallorca como al este de las Béticas (Jiménez-Munt et al., 2003; Díaz and Gallart, 2009; Mancilla et al., 2015). Actualmente, las características litosféricas de Mallorca son difíciles de explicar a partir de los modelos tectónicos anteriores, basados en un engrosamiento cortical en el Mioceno Inferior vergente al NO, seguido de una única extensión mediante fallas de alto ángulo hacia al SE en el Mioceno Medio-Superior (p. ej. Gelabert, 1998; Sàbat et al., 2011). Finalmente, la extensión al SO del Mioceno Medio en Mallorca es compatible con algunos de los modelos propuestos para la apertura de la cuenca Argelino-Balear al SE (p. ej. Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; de la Peña et al., 2021; Haidar et al., 2021).

Los diferentes periodos de rifting de *back-arc* en las cuencas del MO, se pueden relacionar con los valores de flujo de calor de la región. En este sentido se observa un incremento del flujo de calor hacia los extremos occidental y oriental de la cuenca Algerino- Balear, que sugiere para su apertura hacia el Oeste y Este una edad Mioceno Medio. Sin embargo, se obtienen valores más bajos para la cuenca Ligur y el área central de la cuenca Argelino-Balear, que se habrían formado con anterioridad, durante el Oligoceno-Mioceno inferior (Poort et al, 2020). Mientras, el golfo de Valencia muestra un valor bajo de flujo de calor, compatible con un rifting más antiguo.

Mientras que Mallorca se extendió en el Mioceno Medio, la extensión en las Béticas se propagó desde las zonas internas hacia el noroeste, hacia el frente de pliegues y cabalgamientos bético en el Mioceno Superior, produciendo depocentros sedimentarios que sellan el contacto entre los dominios Internos y Externos, como las cuencas de Fortuna, Lorca, Guadix-Baza y Granada (Booth-Rea et al., 2004; Rodríguez-Fernández et al., 2011; de la Peña et al., 2020b). Mientras, el extremo este de la cuenca Argelina siguió una evolución paralela en su segmento más occidental, pero en una dirección opuesta de extensión hacia el este (Figura 16). Esta extensión se propaga en el norte de Túnez durante el Mioceno Superior produciendo el colapso del Tell tunecino (Booth-Rea et al., 2018b).

Actualmente, el PB está limitado hacia el sur por la cuenca oceánica Argelino-Balear a lo largo de los empinados escarpes de Emile Baudot y Mazarrón, interpretados como límites transformantes (Acosta et al., 2001; Driussi et al., 2015a; Etheve et al., 2016). Estas fallas, junto con otras dexas paralelas que aparecen en las Béticas, como las de Crevillente, Alpujarras, Torcal, o la de Orient en Mallorca, probablemente contribuyen al desplazamiento y extensión

del dominio de Alborán hacia el oeste o suroeste entre el Mioceno Medio y el Plio-Cuaternario (p. ej. Pérez-Valera et al., 2013; Giaconia et al., 2014; Mancilla et al., 2015).

El gran desplazamiento que proponemos entre Mallorca y el Dominio de Alborán están soportados por otros datos independientes como son la distribución y naturaleza de fósiles de vertebrados en Mallorca y el Dominio de Alborán y de evolución biogeográfica. Durante el Serravaliense, el PB y las zonas internas de las CB comparten una fauna insular similar de vertebrados glíridos (Suarez et al., 1993, Bover et al., 2008). Estos glíridos, bastante diferenciados ya en el Serravaliense debieron de especiarse a partir de fauna insular langhiense distinta de la de Iberia, por lo que se ha propuesto la existencia de terrenos emergidos al Sur de Mallorca para esta edad (Bover et al., 2008). Estos datos paleontológicos también están apoyados por datos biogeográficos correspondientes a diferentes taxones de arácnidos y coleópteros de Mallorca y las Béticas que, según datos filogenéticos, compartían antecesores comunes en el Serravaliense-Tortonense inferior (Bidegaray-Batista y Arnedo, 2011; Mora et al., 2017; Mas-Peinado et al., 2018). A partir de ello, podríamos deducir que o el dominio de Alborán formaba desde el Langhiense-Serravaliense un gran archipiélago con el PB, o que éste se desplazó hacia los suroeste cientos de km a partir del Mioceno Medio, separándose de Mallorca siguiendo el *roll-back* del *slab* Bético-Rifeño (Lonergan & White, 1997; Faccena et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; Chertova et al., 2014; Driussi et al., 2015a) (Figura 16). Considerando que un *hinterland* con exhumación de rocas paleozoicas se ubicaba al sur de Mallorca durante el Burdigaliense, como evidencian la presencia de clastos exóticos de esta edad en las turbiditas de la Fm. Banyalbufar (Hollister, 1942; Bourrouilh, 1983), la segunda opción, o mejor, una combinación de ambas parece más realista.

Datos preliminares de la distribución de edades de circones presentes en el Dominio de Alborán sugieren que éstos presentan un gran paralelismo con los de similares estudios ya realizados en el NE del Macizo Ibérico, incluyendo a Menorca (Martínez et al., 2016; Azdimousa et al., 2019; Jabaloy et al., 2021). Este hecho, de confirmarse, llevaría implícito la existencia al sur del PB de un dominio continental emergido (AlKa) de dónde procederían los circones y otros clastos paleozoicos similares a los que actualmente afloran en la isla de Menorca y que están presentes en las turbiditas miocenas mallorquinas; entonces serían poco viables las hipótesis que proponen la existencia en el área de un microcontinente (Mesomediterráneo) entre dos ramales del Tethys (p. ej. Michard et al., 2002; Viti et al., 2009; Guerrero et al., 1993; 2016; 2019), o la procedencia a partir del margen Magrebí de las zonas internas de las Cordilleras Béticas como algunos sugieren (Verges y Fernández, 2012; Kumar et al., 2020; Pedrera et al., 2020).

Hacia el SO, el *hinterland* bético, representado por el dominio de Alborán, estaba separado de Iberia en el Mioceno Medio por una profunda cuenca de *foredeep* en las zonas externas de las CB (de Galdeano and Vera, 1992; Geel et al., 1992; Martín-Martín et al., 2018). El golfo de Valencia es la continuación al NE del *foredeep* serravaliense de las Béticas Externas, aunque el frente de cabalgamientos en esta región habría cesado su actividad después del Langhiense (Etheve et al., 2016; Leprêtre et al., 2018). Este archipiélago, incluyendo las Cabillas, también estaban separados al sur del margen Nor-magrebí por un *foredeep* alargado durante el Mioceno Inferior y Medio a lo largo del norte de Argelia y Túnez (Guerrero et al., 2005; Jolivet et al., 2006; Roure et al., 2012, Figura 16). Por lo tanto, proponemos que el dominio del archipiélago de Alborán se desplazó hacia el suroeste en un contexto de cuenca de antearco, con áreas emergidas entre el Burdigaliense y el Mioceno Superior, hasta el Mioceno Superior. Esta sería la causa del presente aislamiento del frente de pliegues y cabalgamientos de Mallorca de su correspondiente *hinterland* bético. Este modelo implica grandes desplazamientos, del orden de

600 km, entre Mallorca y su correspondiente *hinterland* paleozoico desde el Mioceno Inferior, comparable con la longitud de la losa de manto subducido del Tethys, actualmente bajo las Béticas (p. ej. Faccenna et al., 2004; Bezada et al., 2013). Esta hipótesis contrasta con otros modelos que sugieren un desplazamiento mucho menor, por debajo de 200 km, o incluso 100 km, del *hinterland* bético respecto a Iberia (Verges & Fernández, 2012; Frasca et al., 2015; Pedrera et al., 2020). Sin embargo, creemos que la evolución geodinámica propuesta por nosotros explica la gran diversidad de datos geológicos, geofísicos y biogeográficos disponibles presentados en este escenario geológico, incluyendo la procedencia de los sedimentos (Hollister, 1942; Coen, 1980; González-Donoso, 1982; Bourrouilh, 1983; Pomar and Rodríguez-Perea, 1983; Moragues et al., 2018), las poblaciones de circones detríticos (Jabaloy et al, 2021), la distribución de losas de manto subducidas bajo el Mediterráneo occidental (p. ej. Bezada et al., 2013; Faccenna et al., 2014; Fichtner y Villaseñor, 2015), la evolución tectónica (este trabajo junto con sus referencias), el desarrollo de la cuenca Argelino-Balear (p. ej. Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al, 2007; de la Peña et al., 2021; Haidar et al., 2021), la dispersión de fauna fósil (p. ej. Suarez et al, 1993; Martín-Suarez et al., 2012), la biogeografía (Bidegaray-Batista y Arnedo, 2011; Mora et al., 2017; Mas-Peinado et al., 2018) y el colapso extensional de los frentes de pliegues y cabalgamientos de Mallorca y las Béticas, aquí presentado y discutido. Consideramos que algunos de estos datos, como por ejemplo el análisis de la procedencia de los sedimentos de las cuencas mallorquinas a partir del análisis de los minerales pesados, necesita de futuros trabajos, que se encuentran en curso.

Finalmente, nuestra reconstrucción geodinámica ofrece pistas sobre la distribución de las masas de terreno emergidas del antearco y del arco volcánico en el MO (Figuras 16), aislados por estrechos marinos entre África e Iberia desde el Mioceno Inferior hasta el Tortonense, cuando algunos vertebrados terrestres característicos de la Península Ibérica se encuentran por primera vez (aprox. 9 Ma) en sedimentos sobre el dominio de Alborán (Martín-Suarez et al., 2012). Un proceso que hemos previsto que, junto con la crisis de salinidad messiniense, probablemente contribuyó a la gran biodiversidad del suroeste del Mediterráneo (p. ej. Hewit, 2011 y referencias allí; Booth-Rea et al., 2018a).

A pesar de nuestras aportaciones al estudio de la tectónica de Mallorca, quedarían aún por resolver algunas cuestiones:

- a) La primera sería comprobar que el modelo aquí propuesto se extiende a otras zonas de la Isla, principalmente a la SLL no cartografiadas por nosotros o en la ST. Probablemente sea así, pero pensamos que ambas Sierras requerirían de un estudio estructural detallado de toda su superficie.
- b) Se debería ampliar el estudio de la extensión oligocena a partir del análisis de otras zonas allí donde abundan estas facies. Este evento, en general difícil de diferenciar y hasta ahora prácticamente desconocido, debería analizarse en el resto de la isla.
- c) No hemos entrado en el tema del rifting jurásico, del que se conocen pocas manifestaciones geodinámicas en Mallorca, que debería tener un reflejo estructural importante, pero poco o nada conocido.
- d) Debería ampliarse el estudio del paleomagnetismo cenozoico para situarlo y relacionarlo en un contexto más amplio.
- e) Hemos iniciado una fase de estudio sobre la procedencia de los circones detríticos de unas muestras recogidas de las facies turbidíticas mallorquinas de cara a su comparación con otras zonas del MO. Los primeros datos, todavía pendientes de confirmar, nos sugieren la presencia al Sur del Promontorio Balear de un continente (AlKaPeCa) actualmente situado en los dominios de Alborán. De confirmarse, serían poco viables

las hipótesis que proponen la existencia de un microcontinente (Mesomediterráneo) entre dos ramales del Tethys (p. ej. Michard et al., 2002; Viti et al., 2009; Guerrera et al., 1993; 2016; 2019), o la procedencia a partir del Rif de las zonas internas de las Cordilleras Béticas como algunos sugieren (Verges y Fernández, 2012; Kumar et al., 2020).

- f) Está pendiente el estudio de la tectónica más reciente, desde el Tortoniense hasta la actualidad. Algunos detalles estructurales, como la presencia de series basculadas, brechas de falla en materiales arrecifales del Tortoniense o sismos recientes con epicentros cercanos a la falla de Sencelles, sugieren que hay una tectónica post-serravalliense en la actualidad insuficientemente conocida.

7. Conclusiones

Dos fases extensionales predatan y postdatan, respectivamente, el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Burdigaliense-Languense en Mallorca. La fase extensional mas vieja produjo extensión hacia el NW a lo largo de fallas normales de bajo ángulo, formando semigrabens rellenos por sedimentos del Oligoceno-Aquitaniense, coetáneamente a la apertura de la Cuenca Liguro-Provenzal y el colapso extensional de ALKaPeCa. Esta extensión produjo las primeras estructuras alpinas reconocidas en Mallorca.

La fase de cabalgamientos en Mallorca ocurrió durante el Burdigaliense-Langhiense coetáneamente a la subducción del margen del SE de Iberia bajo el Dominio de Alborán y al nacimiento de la zona de subducción de las Béticas-Rif. Sin embargo, en las Béticas el acortamiento hacia el O-NO continuó durante el Mioceno Medio y Superior.

La segunda fase extensional produjo el colapso extensional del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Mallorca durante el Serravalliense, coincidiendo con la apertura de gran parte de la cuenca Argelino-Balear y la migración hacia el W-SW del dominio de Alborán y la proto-cuenca Argelina, actualmente representada por la cuenca Oeste de Alborán.

La extensión del Serravalliense fue polifásica, iniciándose con el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo con extensión NE-SO, adelgazando la pila de cabalgamientos anterior. Seguidamente, estas fallas fueron cortadas por otras de alto ángulo con la misma cinemática y también con extensión NO-SE, que delimitan los principales depocentros sedimentarios del Mioceno Medio en Mallorca. Las cuencas de Mallorca se encuentran, además, fuertemente segmentadas por fallas de salto en dirección de dirección SO-NE, tanto dexas como sinistras, como las fallas de Oriente, Sencelles, Sant Joan y Manacor-Felanitx que probablemente funcionaron como transfer de la extensión NE-SO. Este sistema de fallas es paralelo al límite transformante del escarpe de Emile-Baudot, que representa la transición océano-continente.

La extensión Serravalliense coincidió con un periodo de crecimiento topográfico en Mallorca, manifestado por su emersión y la formación de cuencas continentales endorreicas. Además, se produjo un cambio sustancial en la procedencia de los sedimentos, que pasaron a tener un origen más local, representados por las litologías cartografiadas en las Sierras de Llevant, probablemente de los horsts que bordeaban las cuencas. Nosotros relacionamos la extensión, emersión y levantamiento topográfico del Mioceno Medio, inicialmente al desgarre lateral hacia el SO del manto litosférico bajo Mallorca (produciendo extensión dirigida hacia el SO) y posteriormente al rebote isostático y flexural relacionado con la delaminación y pérdida de la raíz litosférica del orogeno debajo de Mallorca (produciendo extensión transversa a la anterior, hacia el SE).

Nuestros datos por tanto soportan que el *Foreland Thrust Belt* de Mallorca formaba parte del Orógeno Bético-Rifeño durante el Mioceno Inferior y posteriormente quedó

aislado y separado de su hinterland, correspondiente al Dominio de Alborán y de las Cabillas, durante la apertura de los segmentos central y occidental de la Cuenca Argelino-Balear. En definitiva, este proceso conllevó importantes desplazamientos hacia el O-SO del hinterland Bético en un contexto de antearco, como un archipiélago, a través del Mediterráneo occidental hasta su final anexión, como áreas emergidas conectadas, al S de Iberia en el Tortoniense (approx. 9 Ma).

REFERENCIAS

- Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., et al. (2016). A 17Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 674, 114-134
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M. & Uchupi, E. (2001). Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 349-369, [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00003-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00003-4)
- Aïdi, C., Beslier, M.-O., Yelles-Chaouche, A.K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., et al. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics*, 728-729, 1-22,
- Alvaro, M., del Olmo, P. y Ramírez del Pozo, (1982). El Cretácico de las Baleares. In: El Cretácico de España. Edit. Complutense de Madrid, pp633-653
- Alvaro, M y del Olmo, P. (1984). Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). I Cong. Geol. España, Segovia 1984. Comunicaciones 3, 1-10
- Alvaro-López, M., del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Sabat, F. & Barnolas, A. (1983). *MAGNA, Hoja 700 Manacor. Mapa Geológico de España 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Alvaro, M., Barnolas, A., del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J. & Simo, A. (1984). El Neógeno de Mallorca: caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Boletín Geológico y Minero XCV-1*, 3-25.
- Alvaro, M. (1987). La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca, Islas Baleares. *Boletín Geológico y Minero*, 98(5), 34-41.
- Alvaro, A., Barnolas, A., Cabra, P., Comas Rengifo, M. J., Fernández López, S. R., Goy, A., et al. (1989). El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67-120.
- Anglada-Guajardo, E. & Serra-Kiel, J. (1986). El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa, Mallorca. *Boletín Geológico y Minero*, 97(5), 40-49.
- Ayala, C., Pous, J., Sàbat, F., Casas, A., Rivero, L., & Gelabert, B. (1994). Modelización gravimétrica de la isla de Mallorca. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 7(3-4), 215-227.
- Ayala, C., Torne, M. & Roca, R. (2015). A review of the current knowledge of the crustal and lithospheric structure of the Valencia Trough Basin. *Boletín Geológico y Minero*, 126(2-3), 533-552.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A. & García-Dueñas, V. (1997). Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics). *Journal of Structural Geology*, 19, 1055-1071.

- Azañón, José Miguel, Francisco Javier Roldán, and José Rodríguez-Fernández. "Fallas y despegues extensionales en el Subbético Central: implicaciones en la evolución Neógena de las Zonas Externas de La Cordillera Bética." *Geogaceta* 52 (2012): 13-16.
- Azzaroli, A. (1990). Palaeogeography of terrestrial vertebrates in the perityrrhenian area. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 77(1), 83-90.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Compte-rendue Academie Sciences, Paris* 304(2):929–933.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. & Sánchez-Gómez, M. (1997). Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16, 226-238,
- Balanyá, J.C., Garcia-Duenas, V., Azanon, J.M., Sanchez-Gomez, M. (1998). Comment on "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar arc)" - Reply. *Tectonics* 17, 977-981.
- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Azpiroz, M.D., Exposito, I. & Luján, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics* 26,
- Barnolas, A., Pares, J.M., Sabat, F., Álvaro, M., Ramírez del Pozo, J., Alvarado, M., et al. (1983). *MAGNA 725 Felanitx, Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME, Madrid.*
- Barcos, L., Balanyá, J. C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., & Jiménez-Bonilla, A. (2015). Kinematics of the Torcal Shear Zone: Transpressional tectonics in a salient-recess transition at the northern Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 663, 62-77.
- Batlle, A. (1979). Presència d'olistòlits a la sedimentació burdigaliana de la Serra Nord de Mallorca. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. t. 14, pàg. 311-317.
- Batlle, A., Felgueroso, C. y Fuster, J. (1972). Presencia de calizas del Cretácico superior en el extremo suroeste de la Sierra Norte de Mallorca (Baleares). *Boletín geológico y Minero* 83 (4), pp. 343-350
- Benedicto, A., Ramos-Guerrero, E., Casas, A., Sabat, F. & Baron, A. (1993). Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 167-17.
- Bessière, E., Jolivet, L., Augier, R., Scaillet, S., Précigout, J., Azañón, J. M., Crespo-Blanc, A., Masini, E. & Do Couto, D. (2021). Lateral variations of pressure-temperature evolution in non-cylindrical orogens and 3-D subduction dynamics: the Betic-Rif Cordillera example. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 192(1), 8.
- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M. & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planetary Science Letters*, 368, 51-60,

- Biju-duval, B., Decourt, J., Le Pichon, X. (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. *Archimer, archive institutionnelle de l'Ifremer, ID*.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E. (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 279-303.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Goffé, B., Vidal, O., & Martínez-Martínez, J. M. (2002). High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride units of southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(11), 857-865.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. and Sánchez-Gómez, M., 2003. A "core-complex-type structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *C. R. Geosciences*, 335: 265- 274
- Booth-Rea, G., Azanon, J.M. & Garcia-Duenas, V. (2004). Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. *Journal of Structural Geology*, 26, 2039-2058,
- Booth-Rea, G., Azanon, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. & García-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24, 1-23,
- Booth-Rea, G., Ranero, C., Martínez-Martínez, J.M. & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q10004.
- Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M., & Giaconia, F. (2015). Continental subduction, intracrustal shortening, and coeval upper-crustal extension: PT evolution of subducted south Iberian paleomargin metapelites (Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, 663, 122-139.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Roldán, F.J., Moragues, L., Pérez-Peña, V. & Mateos, R.M. (2016). WSW-ENE extension in Mallorca, key for integrating the Balearic Promontory in the Miocene evolution of the western Mediterranean. *GeoTemas* 16, 81-84.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R. & Grevemeyer, I. (2018a). The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Scientific Reports* 8,
- Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Azañón, J. M., Zargouni, F., & Pérez-Peña, J. V. (2018b). Late Miocene extensional collapse of northern Tunisia. *Tectonics*, 37(6), 1626-1647.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117,

- Boukhalfa, K., Soussi, M., Ozcan, E., Banerjee, S., & Tounekti, A. (2020). The Oligo-Miocene siliciclastic foreland basin deposits of northern Tunisia: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography. *Journal of African Earth Sciences*, 170, 103932.
- Boullin, J.P., Durand-Delga, M. & Olivier, P. (1986). Betic Rifian and Tyrrhenian Arc: Distinctive features, genesis and development stages, in: Wezel, F. (Ed.), *The Origin of Arcs*. Elsevier, New York, pp. 281-304,
- Bourrouilh, R. (1983). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el MO. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 99, 672 p.
- Bourrouilh, R (2016). The Balearic Islands in the Alpine Orogeny. *Boletín Geológico y Minero*, 127 (2/3): 527-546. Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., Marok, A., Déverchère, J., Arab, M., Galve, A., Collot, J.Y. Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, Volume 201, Issue 3, June 2015, Pages 1912–1938,
- Bover, P., Quintana, J. & Alcover, J. A. (2008). Three islands, three worlds: paleogeography and evolution of the vertebrate fauna from the Balearic Islands. *Quaternary International*, 182(1), 135-144,
- Bruguier, O., Bosch, D., Caby, R., Vitale-Brovarone, A., Fernandez, L., Hammor, D. et al. (2017). Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 215-225,
- Burrus, J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (north-western Mediterranean). *Marine Geology*, 55(3-4), 247-269.
- Capella, W., Spakman, W., van Hinsbergen, D. J., Chertova, M. V. & Krijgsman, W. (2020). Mantle resistance against Gibraltar slab dragging as a key cause of the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, 32(2), 141-150,
- Caracuel, J.E. y Oloriz, F. (1998). Interpretaciones ecostratigráficas en el estudio del Oxfordiense terminal y Kimmetidgiense basal (Jurásico Superior) de la Cordillera Bética. *Cuadernos de Geología Ibérica* nº 24, pp. 46-68
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 172-173.
- Casas, J. M. & Sabat, F. (1987). An example of three-dimensional analysis of thrust-related tectonites. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6): 647-657,
- Céspedes, A., Giménez, J. & Sàbat, F. (2001). Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30, 199-202.
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. C., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A. & Bosch, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabyliés

- (northern Algeria): evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125, 27-41.
- Cherchi, A. & Montadert, L. (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin. *Nature*, 298(5876), 736-739,
- Chertova, M.V., Spakman, W., Geenen, T., van den Berg, A.P. & van Hinsbergen, D.J.J. (2014). Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119, 5876-5902,
- Cohen, C. R. (1980). Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68(3-4), 283-311.
- Colom, G. (1947). Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lías superior al Cenomanense- Turonense. *Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas*, Madrid, 150 p + 28 láms.
- Colom, G. (1967). Sobre la existencia de una zona de hundimientos, plioceno-cuaternarios, situada al pie meridional de la Sierra Norte de Mallorca. *Acta geológica Hispánica*, Barcelona, Año II, nº 3, pp. 835-843
- Colom, G. (1975). Geología de Mallorca. Diputación Provincial de baleares. Instituto de Estudios Baleáricos. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*. Dos tomos.
- Colom, G. (1980). Sobre la posible extensión del Aquitaniense marino a lo largo de las sierras de Levante de Mallorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 24, 7-14.
- Colom, G. y Sacarés, J. (1976). Estudios sobre la geología de la región de Randa-Llucmajor-Porreras. *Revista Balear*, año XI núm. 44-45
- Comas, M. C., Puga, E., Bargossi, G. M., Morten, L., & Rossi, P. L. (1986). Paleogeography, sedimentation and volcanism of the central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, southeastern Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte*, 385-404.
- Costamagna, L. G. & Schäfer, A. (2013). The Cixerri Fm (Middle Eocene-Early Oligocene): analysis of a "Pyrenean" continental molassic system in southern Sardinia. *Journal of Mediterranean Earth Sciences Special Issue*, 2013, 41-44.
- Darder, B. (1925). La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, Série 4, XXV (1) 245-278
- de Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V. & Zaghloul, M. N. (2007). The age of the foredeep sedimentation in the Betic-Rifian Mauretanian units: a major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(2), 161-170,
- de Galdeano, C. S. & Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4(1), 21-36
- de la Peña, L., Grevemeyer, I., Kopp, H., Díaz, J., Gallart, J., Booth-Rea, G., Gràcia, E. & Ranero, C. R. (2020a). The lithospheric structure of the Gibraltar Arc System from Wide Angle Seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, e2020JB019854,

- de la Peña, L. G., Ranero, C. R., Gràcia, E. & Booth-Rea, G. (2020b). The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth-Science Reviews*, 103445.
- Dewey, F.J., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H., Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 45, 265-284.
- Diaz, J. & Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: a new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earths and Planetary Interiors*, 173, 181-190,
- Diaz, J., Gil, A., & Gallart, J. (2013). Uppermost mantle seismic velocity and anisotropy in the Euro-Mediterranean region from Pn and Sn tomography. *Geophysical Journal International*, 192(1), 310-325.
- Díaz de Neira y Gil (2009). Lithostratigraphic units of the Cretaceous of Ibiza (Balearics Islands, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 103 (1-4),
- Doblas, M., R. Oyarzun (1990): «The late Oligocene-Miocene opening of the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranean): a working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachment tectonics». *Mar. Geol*, 94, 155-163.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Sàbat, F., & Fernandez, M. (1997). The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, 9(3), 109-112.
- Driussi, O., Briaies, A., & Maillard, A. (2015a). Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(4-5), 353-370.
- Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., ... & Garcia, M. (2015). Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insights from new high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 41-54.
- González-Donoso, J. G., Linares, D., Pascual, I. & Serrano, F. (1982). Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno Inferior de Port d'es Canonge y Randa (Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 26, 229-232.
- Etheve, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briaies, A., Sage, F., Sierro, F. & Garcia, M. (2015b). Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insights from new high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 41-54,
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rupke, L. & Morgan, J.P. (2003). Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602-606,
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet Science Letters* 218, 91-108,
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D. (2000) Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurssiques associes aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et

de Sivile (Itali). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II Fascicule A. Sciences de la Terre et des Planetes.*

Durand-Delga, M. et Rangheard, Y. (2013). Structure de l'île d'Eivissa (Ibiza) et sa place dans le cadre baléare. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* nº 56, pp. 25-50

Eguizabal, F.J. (1982)., Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa. *Tesis de Licenciatura*. Universidad Autónoma de Barcelona (inédito).

Escandell, B., Moragues, L. y Ramos-Guerrero, E. (1992). Geología de los alrededores de Sineu-Sant Joan: zona central de la isla de Mallorca (Mediterráneo Occidental). *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 103-4, 623-642.

Esteban, M., Calvet, F., Dario, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L., Salas, R. (1977). Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and depositional environments: Third Int. *Coral Reef Symp.* (Abst) Miami

Etheve, N., de Lamotte, D. F., Mohn, G., Martos, R., Roca, E. & Blanpied, C. (2016). Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics*, 682, 35-55,

Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic crustal thinning in the eastern Iberia margin: The example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37, 636–662

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23,

Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P. & Piromallo, C. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332,

Fallot, P. (1923). Etude Géologique de la Sierra de Majorque. *Thèse d'état. Paris*. Libr. Polytechnique Ch. Béranger, 480 p.

Fallot, P. y Darder, B. (1925). Observaciones geológicas de la región central de la isla de Mallorca. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*. Madrid XXV, 488-498.

Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Arnaud, N., Monié, P., Abdallah, N., Verdoux, P., Ouabadi, A. & Laouar, R. (2020). Vestiges of a fore-arc oceanic crust in the Western Mediterranean: Geochemical constraints from North-East Algeria. *Lithos*, 105649,

Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A. & Janin, M. C. (2003). Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France): geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174(4), 357-371,

Ferrús, B., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F., Serrano, F. (1992). Dépôts miocènes syntectoniques dans la Serra de Tramuntana (Ile de Majorque, Baléares). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314, Sèrie II, 837-842.

- Fichtner, A. & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean – Constraints from full-waveform inversion. *Earth Planet Science Letters* 428, 52-62,
- Fornos J.J., Marzo, M., Pomar, L., Ramos-Guerrero, E. & Rodríguez-Perea, A. (1991). Evolución tectosedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la isla de Mallorca. En: F. Colombo (Ed): *I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic. Libro Guía Excursión nº 2. Dept. G.D.G.P., Universitat de Barcelona*, 145 p.
- Frasca, G., Gueydan, F. & Brun, J. P. (2015). Structural record of Lower Miocene westward motion of the Alboran Domain in the Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 657, 1-20.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R. and Mercier, E. (2000) The Two Main Steps of the Atlas Building and Geodynamics of the Western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740-761.
- Fuster, J. (1973). Estudio de las reservas hidráulicas totales de Baleares. Informe de síntesis general. *Ministerio de Obras Públicas, Industria y Agricultura*, 2 Tomos.
- Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae* 2(2), 90-97.
- Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Jabaloy, A., & López-Chicano, M. (2000). Kinematics of faults between Subbetic Units during the Miocene (central sector of the Betic Cordillera). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(12), 811-816.
- García-Castellanos, D. & Villaseñor, A. (2011). Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480(7377), 359-363.
- García-Cortés, A., Mansilla, H., & Quintero, I. (1991). Puesta de manifiesto de la unidad olistostromica del Mioceno mediso, en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaen, Almería, Murcia et Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 102(4), 524-535.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. & Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12, 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw* 59, 155, 168.
- Garrido, C.J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padron-Navarta, J.A. & Marchesi, C. (2011). Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology* 39, 927-930.
- Geel, T., & Roep, T. B. (1998). Oligocene to middle Miocene basin development in the Eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Velez Rubio Corridor-Espuña): reflections of west Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, 10(3), 325-344.
- Gelabert, B., Sabat, F., y Rodríguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203(1-4), 167-183,

- Gelabert, B., Sàbat, F. & Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14(2), 93-100,
- Gelabert, B. (1998). La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca. *Colección Memorias, V. 104. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, 129 p.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Storti, F. & Artoni, A. (2014). Heterogeneous extension and the role of transfer faults in the development of the southeastern Betic basins (SE Spain). *Tectonics* 33, 2467-2489,
- Giménez, J. (2003). Nuevos datos sobre la actividad post-Neógena en la isla de Mallorca. *Geogaceta*, 33
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Pascual, I. & Serrano, F. (1982). Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Es port des Canonge y de Randa (Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de Balears*, 26: 229-232.
- Govers, R. & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505-523.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera L.A., Cisternas, A., Carbon, D. (1999). Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, 487-502
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M. (1998) On the Post-25 Ma Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Guerrera, F., Martín-Algarre, A., Perrone, V. (1993). Late Oligocene -Miocene syn-late orogenic successions in western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the Apenines. *Terra Nova* 5 (6), 525-544.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V. & Tramontana, M. (2005). Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Magrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 17(4), 358-367,
- Guerrera and Martín-Martín (2014). Paleogene-Aquitania tectonic breakup in the Eastern External Betic zone (Alicante, SE Spain). *Revista de la Sociedad geológica de España*, 27 (1), p. 271-285.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., & Tramontana, M. (2021). Evolutionary geological models of the central-western peri-Mediterranean chains: a review. *International Geology Review*, 63(1), 65-86.
- Guimerà, J., Mas, R. & Alonso, Á. (2004). Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, 161(2), 291-303.
- Haidar, S., Déverchère, J., Graindorge, D., Araba, M., Medauri, M., y Klingelhoefer, F. (2021). Back-arc dynamics controlled by slab roll-back and tearing: a reappraisal of seafloor spreading and kinematic evolution of the Eastern Algerian basin (Western Mediterranean) in Middle-Late Miocene. ESSOAr Preprint. <https://doi.org/10.1002/essoar.10506942.1>

- Hall, C.E., Gurnis, M., Sdrolias, M., Lavier, L.L., and Müller, R.D. (2003). Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 15–30,
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E. & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158.
- Hermite, H. (1888). Etudes géologiques sur les îles Baléares; Première partie, Majorque et Minorque. *Thèse, Université de Paris*, Ed. Pichon, Paris, 1-362.
- Hermes, J.J. (1985). Algunos aspectos de estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Est. Geol.* 41, 157-176.
- Heymes, T., Monié, P., Arnaud, N., Pêcher, A., Bouillin, J.P. & Compagnoni, R. (2010). Alpine tectonics in the Calabrian–Peloritan belt (southern Italy): New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in the Aspromonte Massif area. *Lithos*, 114, 451-472.
- Hidas, K., Booth-Rea, G., Garrido, C.J., Martínez-Martínez, J.M., Padrón-Navarta, J.A., Konc, Z., et al. (2013). Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: Kilometre-scale folding and shearing at the base of the proto-alborán lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of the Geological Society* 170, 47-55.
- Hidas, K., Konc, Z., Garrido, C. J., Tommasi, A., Vauchez, A., Padrón-Navarta, J. A., Marchesi, C., Booth-Rea, G., Acosta-Vigil, A., Szabó, C., Varas-Reus, M. I. & Gervilla, F. (2016). Flow in the western Mediterranean shallow mantle: Insights from xenoliths in Pliocene alkali basalts from SE Iberia (eastern Betics, Spain). *Tectonics*, 35(11), 2657-2676.
- Hidas, K., Garrido, C., Booth-Rea, G., Marchesi, C., Bodinier, J. L., Dautria, J. M., Louni-Hacini, A. & Azzouni-Sekkal, A. (2019). Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle. *Solid Earth* 10, 1099-1121,
- Hollister, J. (1942). La posición de las Baleares en las orogenias varisca y alpina. *Publicación Extraordinaria. Geología de España*, 1, 71-102.
- IGME. (2003). Investigación Geotérmica en La Isla De Mallorca, unpublished report, 167 p.
- Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fulla, J. & Fernández, M. (2007). The structure of the Atlantic-Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia-Africa plate boundary). *Marine Geology* 243, 97-119.
- Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Gómez-Pugnaire, M. T., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Vázquez-Vílchez, M., Rodríguez-Peces, M. J., & Evans, N. J. (2018). U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution. *Lithos*, 318, 244-266.
- Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Rodríguez-Peces, M. J., Vázquez-Vílchez, M. & Evans, N. J. (2021). U-Pb geochronology of detrital and igneous zircon grains from the Águilas Arc in the

Internal Betics (SE Spain): Implications for Carboniferous-Permian paleogeography of Pangea. *Gondwana Research*, 90, 135-158.

Jimenez-Bonilla, A., Torvela, T., Balanyá, J. C., Expósito, I. & 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*, 35(12), 3028-3049.

Jiménez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A., & Bianco, G. (2003). Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), ETG-2.

Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J. P. & Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188, 9-33.

Kettle, S. (2016). Sedimentology of a Middle Jurassic base-of-slope environment, Cutri Formation, Mallorca. *Journal of Iberian Geology*, 42(1), 95-112,

Kirchner, K. L., Behr, W. M., Loewy, S. & Stockli, D. F. (2016). Early Miocene subduction in the western Mediterranean: Constraints from Rb-Sr multimineral isochron geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(5), 1842-1860.

Kumar, A., Fernández, M., Vergés, J., Torne, M., & Jiménez-Munt, I. (2020). Opposite symmetry in the lithospheric structure of the Alboran and Algerian basins and their margins (Western Mediterranean): Geodynamic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

Laouar, R., Satouh, A., Salmi-Laouar, S., Abdallah, N., Cottin, J. Y., Bruguier, O., Bosch, D., Ouabadi, A., Boyce, A.J. & Fallick, A. E. (2017). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 125, 59-72.

Leblanc, M. & Temagout, A. (1989). Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt. *Lithos*, 23(3), 153-162.

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J. & Bracene, R. (2013). Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 3899-3916, <https://doi.org/10.1002/jgrb.50318>

Leprêtre, R., de Lamotte, D. F., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G. & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 189(2), 10, <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>

- Loneragan, L. & Johnson, C. (1998). Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain. *Basin Res* 10, 353-364.
- Loneragan, L. & Platt, J. (1995). The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology* 17, 1665-1671,
- Loneragan, L., White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504-522.
- López-García, J. M. (2000). Cartografía geológica y estructuración tectónica del sector comprendido entre Pollença y la Bahía de Pollença (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 111-5, 19-32.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V. & Müntener, O. (2001). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride complex, SE Spain. *Terra Nova* 13, 327-332,
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá, J.C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics* 25.
- Lustrino, M., Duggen, S. & Rosenberg, C. L. (2011). The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 1-40.
- Maillard, A. & Mauffret, A. (1999). Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, 11(4), 357-379,
- Maillard, A., Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A. & Dofal, A. (2020). Transfer zones and associated volcanic province in the eastern Valencia Basin: Evidence for a hot rifted margin? *Marine and Petroleum Geology* 119, 104419,
- Mancilla, F.L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., et al. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics* 663, 225-237,
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Bodinier, J.L., Hidas, K., Padron-Navarta, J.A. & Gervilla, F. (2012). A Late Oligocene Suprasubduction Setting in the Westernmost Mediterranean Revealed by Intrusive Pyroxenite Dikes in the Ronda Peridotite (Southern Spain). *Journal of Geology* 120, 237-247,
- Marrone, S., Monié, P., Rossetti, F., Lucci, F., Theye, T., Bouybaouene, M. L., & Zaghoul, M. N. (2020). The pressure–temperature–time–deformation history of the Beni Mzala unit (Upper Sebtides, Rif belt, Morocco): Refining the Alpine tectono-metamorphic evolution of the Alboran Domain of the western Mediterranean. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Martin, L. A., Rubatto, D., Brovarone, A. V. & Hermann, J. (2011). Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, 125(1-2), 620-640.

- Martin-Algarra, A., Esteras, M., & Vera, J. A. (2004). Complejo del Campo de Gibraltar: rasgos generales y subdivisión. *Geología de España*.—Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 389-391.
- Martín-Closas, C. & Ramos-Guerrero, E. (2005). Paleogene Charophytes of the Balearic Islands (Spain). *Geologica Acta*, 3(1), 39-58, <https://doi.org/10.1344/105.000001413>
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Rodríguez-Estrella, T., Serrano, F., Alcalá, F. J., Raffaelli, G. & Tramontana, M. (2018). Miocene tectono-sedimentary evolution of the eastern external Betic Cordillera (Spain). *Geodinamica Acta*, 30(1), 265-286,
- Martín-Suárez, E., García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Agustí, J. & Freudenthal, M. (2012). Filling the gap: first evidence of early Tortonian continental deposits in southern Iberia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32(6), 1421-1428.
- Mas, G., & Fornós, J. J. (2020). The messinian salinity crisis in Mallorca: New insights for a western mediterranean stratigraphic scenario. *Marine and Petroleum Geology*, 122, 104656.
- Mas, G., B. Gelabert, and J. J. Fornós. (2014) Evidencias de desplazamiento direccional de la falla de Sencelles (Mallorca, Islas Baleares). *Segunda reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología*, 47.
- Mas-Peinado, P., Buckley, D., Ruiz, J. L., & García-París, M. (2018). Recurrent diversification patterns and taxonomic complexity in morphologically conservative ancient lineages of *Pimelia* (Coleoptera: Tenebrionidae). *Systematic Entomology*, 43(3), 522-548.
- Mauffret, A., F. de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C. & Maillard, A. (2004). E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- Mennecart, B., Zoboli, D., Costeur, L., & Pillola, G. L. (2017). Reassessment of the latest Oligocene ruminant from Sardara, the last non-insular mammal from Sardinia (Italy). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 286, 97-104.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173(1), 3-15.
- Mitjavila, J., Ramos-Guerrero, E. & Martí, J. (1990). Les roches pyroclastiques du Puig de l'Ofre (Serra de Tramuntana, Majorque): position géologique et datation K-Ar. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 311(6), 687-692.
- Moragues, L. i Enrique, P., (2013). Vulcanisme juràssic a la zona central de l'illa de Mallorca (Balears). VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. *Societat d'Història Natural de les Balears*.
- Moragues, L., Booth-Rea, G., Ruano, P., Azañón, J. M., Gaidi, S. & Pérez-Peña, J. V. (2018). Middle Miocene extensional tectonics in Southeast Mallorca Island (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31, 2.

- Negredo Moreno, A. M., Mancilla, F. D. L., Clemente, C., Morales, J. & Fulla, J. (2020). Geodynamic modeling of edge-delamination driven by subduction-transform edge propagator faults: the Westernmost Mediterranean Margin (Central Betic Orogen) Case Study. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Nieto, L. M., & Rey, J. (2004). Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations. *Geological Journal*, 39(1), 95-110.
- Nolan, H. (1895). Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baléare. *Bull. Soc. Geol. France* (3) 23: 76-91.
- Oliveros, J.M., Escandell, B. (1960). Temas geológicos de Mallorca. *Memorias del Instituto geológico y Minero de España*. Tomo LXI. 407 pp. Madrid.
- Parés, J.M., y Roca, E. (1996). The significance of tectonic-related Tertiary remagnetization along the margins of the Valencia through. *Journal of Geodynamics*, 22(3-4), 207-227.
- Parés, J. M., Sàbat, F. & Santanach, P. (1986). La structure des Serres de Llevant de Majorque (Baléares, Espagne): données de la région au Sud de Felanitx. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 303(6), 475-480.
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., García-Senz, J., Azor, A., Marín-Lechado, C., Ayala, C., Díaz de Neira, J. A. & Rodríguez-Fernández, L. R. (2020). Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*, 138, 104122.
- Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., Leroux, E., Gorini, C., Silenziario, C., et al. (2016). The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea). *Terra Nova*, 28(4), 245-256.
- Peréz-Valera, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F. & Vasconcelos, P.M. (2013). Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos* 180, 252-263.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., & Pérez-Valera, L. A. (2017). An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif orogen. *Tectonics*, 36(6), 1006-1036.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S. & Rimi, A. (2003). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* 22.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A. & Orozco, M. (2005). Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 162, 1-12.
- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P. & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology* 34, 981-984.

- Platt, J. P., Behr, W. M., Johannesen, K., & Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.
- Pomar, L. (1976). Tectónica de gravedad en los depósitos Mesozoicos, Paleógenos y Neógenos de Mallorca (España). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears* 21, 1549-175
- Pomar, L. (1979). La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. *Acta geológica Hispánica*, 14, 293-310.
- Pomar, L. & Rodríguez-Perea, A. (1983). El Neógeno inferior de Mallorca: Randa. El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). (L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornos y A. Rodríguez-Perea, Ed). Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca 1983. *Institut d'Estudis Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca*, 115-137.
- Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F. & Barón, A. (1983). La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. En: L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornos y A. Rodríguez-Perea (Eds). El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca. Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca 1983. *Institut d'Estudis Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca*, 21-44.
- Ramos-Guerrero, E., Rodríguez-Perea, A., Sabat, F. & Serra-Kiel, J. (1989). Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodinamica Acta*, 3(1), 53-72,
- Ramos-Guerrero, E., Berrio, I., Fornós, J. J. & Moragues, L. (2000). Chapter 40: The Middle Miocene Son Verdera Lacustrine-Palustrine System (Santa Margalida Basin, Mallorca), in Gierlowski-Kordesch E.H. and Kelts, K.R., eds, Lake basins trough space and time. *AAPG Studies in Geology* 46, 441-448.
- Rangheard, Y. (1971). Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 82, 340 pag.
- Rangheard, Y., Müller, C., et Durand-Delga, M. (2011). Apport de la micropaléontologie, spécialement du nannoplancton, a la connaissance de l'évolution géologique au Miocène de l'île d'Eivissa (Ibiza, Baléares, Espagne). *C.R. Palevol* 10, 537-549.
- Rehault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A. (1984). The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology* 55, 447-477.
- Rehault, J. P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1985). The western Mediterranean basin. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (pp. 101-129). Springer, New York, NY.
- Roca, E. & Guimera, J. (1992), The Neogene Structure of the Eastern Iberian Margin - Structural Constraints on the Crustal Evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean), *Tectonophysics*, 203(1-4), 203-218.
- Roca, E. y Vergés, J. (1989). Estudio de la evolución neógena del sector suroccidental de la Sierra de Tramuntana (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero*, C (5), 842-852.
- Rodríguez-Fernández, J., Azor, A. & Azañón, J.M. (2011). The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence, and Tectonic History. In C. Busby & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent advances*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 461-479.

- Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F. J., Azañón J. M. 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*. Vol. 124, pág. 477-504.
- Rodríguez-Perea, A. (1984). El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears.
- Rodríguez-Perea y Pomar (1983). El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (Sector occidental). *Acta geológica Hispánica*, 18, pp.105-116.
- Rodríguez-Perea et al., (1987). El Triásico de las Baleares. In: Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11. P. 295-321.
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C. & Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms Reconstructions détaillées de la Méditerranée occidentale depuis 35 Ma, implications en terme de mécanismes moteur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 191(1).
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8(January).
- Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Funiciello, R., Monié, P. (2002). Tectono-metamorphic evolution of the ophiolite-bearing HP/LT Gimigliano-Monte Reventino unit (Gimigliano, Sila Piccola): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Italian Journal of Geosciences* (2002) 121 (1): 51–67.
- Saadallah, A. & Caby, R. (1996). Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, 267(1-4), 257-273.
- Sàbat F. i Santanach, P., (1984). Tectònica extensiva d'edat juràssica a l'illa de Cabrera (Balears). *Acta Geològica Hispánica*, t. 19 (1984), n.º 4, pags. 227-234.
- Sàbat, F. (1986). Estructura Geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears). Tesis Doctoral, 2 vol. Universitat de Barcelona, 128 p.
- Sàbat F. y Santanach, P., (1987). Cabalgamientos en las Serres de Llevant de Mallorca. *Geogaceta* 2, p. 10-12
- Sàbat, F., Muñoz, J.A. & Santanach, P. (1988). Transversal and Oblique Structures at the Serres de Llevant Thrust Belt (Mallorca Island). *Geologische Rundschau*, 77(2), 529-538.
- Sàbat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A. & Giménez, J. (2011). Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 510(1-2), 217-238.
- Sàbat, F., Gelabert, B. & Rodríguez-Perea, A. (2018). Minorca, an exotic Balearic Island (western Mediterranean). *Geologica Acta*, 16(4), 411-426.

- De Galdeano, C. S., & Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4(1), 21-36.
- Schettino, A., and Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophysical Journal International*, 166, 1398-1423.
- Silva, P.G., Roquero, E., Bardají, T., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner, J.L. y Perucha M.A. (2000). Geochronology of the Sencellas fault scarp and its relationships with the AD 1851 Mallorca Earthquake (Balears Islands, Spain). IX Congreso Geológico de España. In *Geotemas* 16 (1), 653-656.
- Silva, P. G., Hernández, F. G., Goy, J. L., & Zazo, C. (2001). Paleo and historical seismicity in Mallorca (Balears, Spain): a preliminary approach. *Acta geológica hispánica*, 245-266.
- Simancas, J. F. (2018). A reappraisal of the Alpine structure of the Alpujarride Complex in the Betic Cordillera: Interplay of shortening and extension in the westernmost Mediterranean. *Journal of Structural Geology*, 115, 231-242.
- Soria, J. M., Fernández, J., & Viseras, C. (1999). Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic–Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(4), 255-266.
- Spakman, W. and Wortel, R. (2004) A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M. and Ziegler, P., Eds., *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, 31-52.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231-251.
- Suarez, E. M., Freudenthal, M. & Agusti, J. (1993). Micromammals from the Middle Miocene of the Granada basin (Spain). *Geobios*, 26(3), 377-387.
- Sun, M. & Bezada, M. (2020). Seismogenic Necking During Slab Detachment: Evidence From Relocation of Intermediate-Depth Seismicity in the Alboran Slab. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2).
- Suppe, J. (1985). *Principles of Structural Geology*. Edit. Prentice-Hall, 537 pág.
- Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Watts, A. B. & Mauffret, A. (1992). Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203(1-4), 1-20.
- Torres-Roldán, R.L., Poli, G. & Peccerillo, A. (1986). An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea-Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau* 75, 219-234.

- Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M. & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 33 (4), 393-419.
- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L., Gürer, D. & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229.
- Vera, J.A., 2004. Geología de España. IGME. *Sociedad Geológica de España*, 884 p. Madrid
- Vergés, J. & Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 63-80.
- Vergés, J. & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Vitale Brovarone, A. & Herwartz, D., 2013. Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustrés of Alpine Corsica: New Lu–Hf garnet and lawsonite ages. *Lithos* 172-173.
- Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., & Tamburelli, C. (2009). Generation of trench-arc-back arc systems in the western Mediterranean region driven by plate convergence. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128(1), 89-106.
- Watts, A. B. & Torné, M. (1992). Subsidence history, crustal structure, and thermal evolution of the Valencia Trough: A young extensional basin in the western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 20021-20041.
- Wortel, M.J.R. & Spakman, W. (2000). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290, 1910-1917.
- Žalohar, J. & Vrabec, M. 2007. Paleostrain analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of structural Geology*, 29(11), 1798-1810.
- Zhou, X., Li, Z. H., Gerya, T. V., Stern, R. J., Xu, Z. & Zhang, J. (2018). Subduction initiation dynamics along a transform fault control trench curvature and ophiolite ages. *Geology*, 46(7), 607-610.