Revista de la Sociedad Geológica de España 28 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

EL PAPEL DEL DIAPIRISMO DE LA SAL TRIÁSICA EN LA ESTRUCTURACIÓN DEL PREBÉTICO (SE DE ESPAÑA)

The role of the Triassic diapirism in the structure of the Prebetic zone (SE Spain)

W. Martínez del Olmo, K. Motis y D. Martín

Oil and Gas Capital. s.l. Ángel Muñoz, 3, 28043 Madrid
wmartinez@oilandgascapital.com kmotis@oilandgascapital.com dmartin@oilandgascapital.com

Abstract**:** *The Prebetic Zone (Outer Betic Ranges, Valencia, Albacete, Alicante and Murcia provinces, SE Spain) show a complex structure due to the result of three main deformation phases: pre-tectonic diapirism (from the Early Jurassic to the Palaeogene), Miocene tectonic contraction and post-tectonic diapirism (from the Miocene to the present day). The first phase corresponds to a classical model of saline basins, where from margin to basin (NNW-SSE) reactive, active and passive diapiris were generated. It includes symmetric reactive grabens, asymmetric reactive rollers, classical diapirs, rafts and turtle backs developed over a passive margin (Atlantic Margin type). The Miocene contraction produced tectonic inversion that balanced the previous extension where it became highest (e.g. the Alcaraz-Robledo thrusts arch) doing indecipherable the extensional tectonic structures. It also produced the closure of many saline migration pathways as strong reorganization of the area that contributed to post-tectonic diapirism. This last stage was active where the saline roof was not totally depleted and allowed the migration salt to the present. Consequently two new structures could be distinguished: a) the mocks folds, in the Late Miocene-Pliocene, made up by red conglomerates that infilling the erosive grooves developed in the crests of the saline extrusions in previous evolution stages. b) The passive diapirs grew as the same rate as their rim synclines. Dating the saline extrusions reaching the sea bottom can be estimated dating the Triassic extruded materials are inserted. These levels are present in the Miocene, the Eocene, the Cretaceous, and fewer in the Late Jurassic. The location of the extruded rocks can be located from the presence of the big size olistoliths slipped short distances from the near diapirs extrusions to their synclines environment. The best examples has been dated as Miocene.*

Key words: *Prebetic Zone, halokinesis, halotectonics, margin to basin model.*

Resumen: *El Prebético muestra una estructuración compleja producto de una deformación realizada en tres fases: diapirismo pre-tectónico, contracción tectónica y diapirismo post-tectónico. La primera etapa diferenció un modelo clásico de deformación salina, que desde el margen a la cuenca produjo un diapirismo reactivo, activo y pasivo:* fosas, rollers, rafts, turtles back y *diapiros clásicos sobre un margen de tipo Atlántico. Durante la etapa contractiva se produjo la inversión tectónica, y allí donde fue más intensa (arco Alcaraz-Robledo) llegó a hacer difícilmente reconocible la estructuración previa. En esta misma etapa se produjo el cierre de muchas vías de migración salina y una reestructuración del área que abrió paso al diapirismo post-tectónico. Este ocasionó tanto surcos erosivos que fueron colmatados por sedimentos rojos, muy jóvenes, que finalmente fueron deformados en antiformas tipo* mock, *como diapiros pasivos que aún crecen al ritmo de la sedimentación en sus surcos periféricos. La edad en la que las extrusiones diapíricas alcanzaron el fondo marino puede fijarse a partir de la datación de los sedimentos con intercalaciones de materiales triásicos, que la dinámica marina distribuyó sobre grandes superficies, mientras que la localización de las extrusiones es deducida a partir de los grandes olistolitos que, deslizados desde las crestas diapíricas, no pudieron desplazarse largas distancias.*

Palabras clave: *Prebético, halocinesis, halotectónica, estructuración margen-cuenca.*

Martínez del Olmo, W., Motis, K. y Martín, D. (2015): El papel del diapirismo de la sal Triásica en la estructuración del Prebético (SE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 3-24.

El Dominio Prebético del SE de la Península Ibérica alberga numerosos afloramientos que permiten interpretar la deformación estructural y las distorsiones sedimentarias producidas por un diapirismo salino generado en los niveles profundos de una plataforma-talud-cuenca, tipo margen Atlántico, con sedimentación extendida entre el Triásico y el Mioceno.

El área de estudio (Fig.1) se localiza en las provincias de Albacete, Alicante, Murcia y Valencia, correspondiendo en su mayor parte al Prebético, pero en la provincia de Valencia, alberga una pequeña superficie de la zona de unión de las Cordilleras Bética e Ibérica.

La Cordillera Ibérica se corresponde con un *rift* intracratónico que no alcanzó una notable extensión tectónica ni una consecuente subsidencia, lo que implica que en su registro sedimentario no llegaron a diferenciarse facies profundas. Por el contrario, la Cordillera Bética se inició con la fracturación del Margen Sudibérico en el que su proceso de apertura y la extensión ocasionaron la diferenciación de un clásico sistema plataforma-talud-cuenca que ha permitido la definición de cuatro dominios paleogeográficos de primer orden que conforman las Zonas Externas, y que de Norte a Sur son: Prebético Externo, para la plataforma interna; Prebético Interno, para la plataforma externa, Dominio Intermedio, para el talud y el pie del talud, y el Subbético para las facies distales, profundas y los umbrales pelágicos.

Entre las facies Buntsandstein y las dolomías de la Formación Zamoranos, Martínez del Olmo (1996) interpretó tres secuencias deposicionales de primer orden. Las dos superiores albergan las formaciones de tipo *sabkha* - K_1/ Jarafuel, K_3/ Cofrentes y K_4 / Quesa - de Ortí Cabo (1973) que contienen las capas madre de sal que ocasionaron la deformación diapírica. Se desconoce el espesor total del Triásico en la mayor parte del área, pero conviene añadir que en algunos sondeos (Ledaña-1 y Carcelén-1) próximos a los afloramientos triásicos de Jalance-Ayora y Casas Ibañez (Fig. 2) se reconocen hasta 16 capas de sal con espesores totales superiores a los 350 metros (Suárez Alba, 2005).

Dado que la mayor parte de nuestras observaciones se realizan en la Cordillera Bética, conviene recordar algunas de sus características:

1) El despegue tectónico producido por las sales y arcillas del Triásico es tan notable que a pesar de la fuerte deformación, el zócalo pre-Triásico no aflora en las Zonas Externas.
2) El deslizamiento gravitacional mioceno de espesas y desordenadas masas sedimentarias fue tan importante que estos olistostromas llegaron a ocultar grandes superficies de las Zonas Externas y de las cuencas de antepaís (*foreland* marinos) que se creaban con el desarrollo del cinturón orogénico bético.
3) La complejidad estructural y sedimentaria de la cordillera, que aún hoy hace dudar del sentido de propagación tectónica de muchas unidades y hasta incluso de si son genuinas unidades tectónicas con materiales triásicos incorporados u olistostromas miocenos (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Martínez del Olmo *et al*., 1999) caso de la mayor parte de los desorganizados afloramientos del Subbético Externo y Medio.
4) La continuidad del esfuerzo tectónico compresivo durante la práctica totalidad del Mioceno.
5) La progradación sedimentaria de la plataforma, que de Norte a Sur origina importantes cambios de facies y de espesores en el paquete sedimentario supra-Triásico que aproximadamente alcanza 3.000 m para el Prebético Externo y más de 6.000 m para algunos sectores del Prebético Interno.

Numerosos márgenes de tipo Atlántico, que contienen capas salinas (África occidental, Brasil, Precaspio, etc.) que por su riqueza petrolífera, son bien conocidos por sísmica y sondeos (Hudec y Jackson, 2002 y 2004) muestran una notable deformación diapírica que es sin-sedimentaria con las formaciones supra-salinas de facies marinas, continentales o mixtas. Parece pues razonable que este margen Bético-Ibérico, que alberga importantes y profundas formaciones salinas del Triásico y enseña numerosos y complejos afloramientos del propio Triásico y algunos diapiros en superficie (Pinoso, La Rosa, Jumilla, Yecla, Cancarix, Benichembla, Altea, Hellín, Ontur, etc.) haya podido sufrir una estructuración semejante a la de esos otros márgenes, mejor conocidos.

Un mapa geológico simplificado (Fig.2) muestra tantas direcciones estructurales que, sin el concurso de un activo diapirismo pre-tectónico, sería necesario invocar numerosas fases y vectores de compresión y extensión de orientación diversa. Tanto es así que las direcciones estructurales de la Cordillera Ibérica (NO-SE) y Bética (SO-NE) sólo son patentes en dos sectores: en la provincia de Valencia y en el Prebético Externo. Este abanico de direcciones estructurales, pliegues y fallas, llevó a definir (Martinez del Olmo *et al.,* 1986) dos dominios prebéticos: la banda Unidireccional en el Prebético Externo y la banda Multidireccional en el Prebético Interno. Simplificación que resumió la presencia de direcciones N-S, SSO-NNE, E-O y SE-NO que muestran dominios yuxtapuestos a esas bandas Unidireccional y Multidireccional.

Los afloramientos del Triásico diapirizado, los olistolitos intra-jurásicos, intra-cretácicos e intra-miocenos, las curvaturas de pliegues y fallas, y los depocentros de Mio-Plioceno en facies continentales y en los surcos y los sinclinales periféricos tardíos, son evidentes indicaciones de una larga y compleja historia pre, sin y post-tectónica, objeto de esta comunicación, que modifica y extiende trabajos previos de ámbito más restringido.

La reconstrucción esquemática de los espesores sedimentarios de este margen y la posición de los diapiros que alcanzan la superficie, viene a indicar que, de principio, su

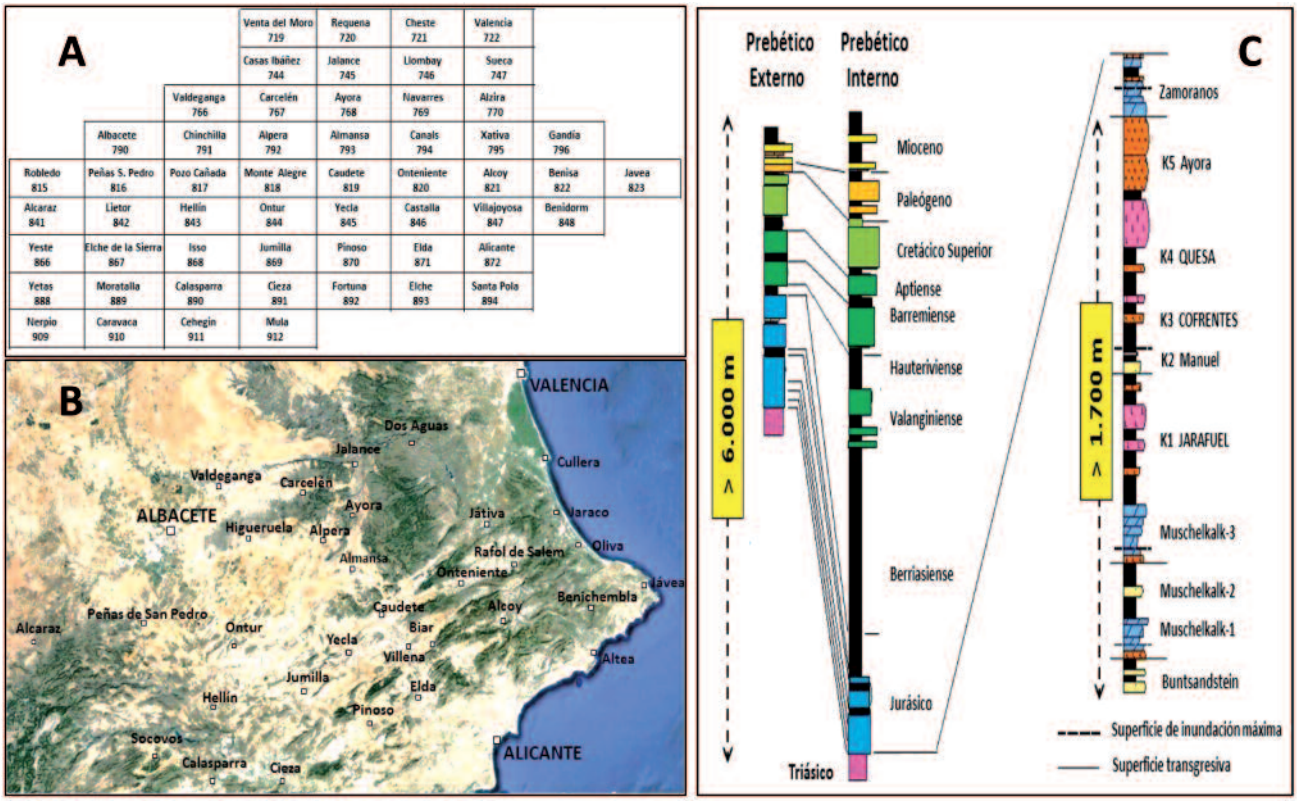

Fig. 1.- A) Mosaico de los mapas geológicos de la Serie MAGNA a escala 1:50.000 consultados. B) Imagen de Google Earth mostrando el relieve del área de trabajo. C) Diferenciación estratigráfica N-S del margen Prebético (Ortí Cabo, 1973 y Martínez del Olmo, 1996).

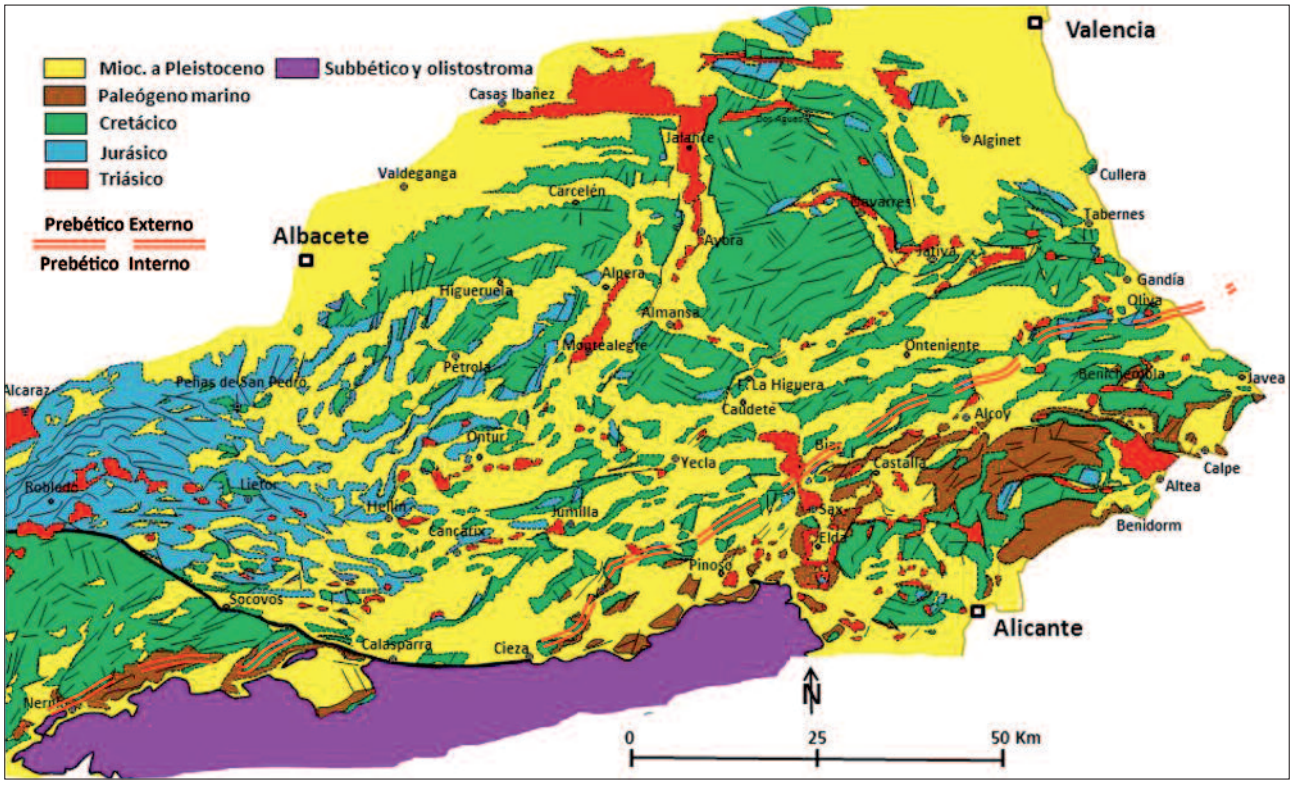

Fig. 2.- Mapa geológico simplificado obtenido de la Serie MAGNA. La síntesis geológica alcanza hasta donde permite una adecuada visualización de los pequeños afloramientos y motivos de interés del amplio dominio que el esquema abarca. Se incluye la banda geográfica que puede ser utilizada para limitar los dos dominios prebéticos (Franja Anómala de Martínez del Olmo *et al*., 1982).

similitud con las cuencas salinas, antes citadas, es enorme, y puede resumirse en: 1) Existencia de capas salinas en niveles profundos. 2) Coberteras sedimentarias supra-salinas que presentan notables cambios de facies y de espesor. 3) Pendiente de sedimentación de margen a cuenca, adoptada por las capas salinas originales, deducida del sistema de progradación y espacio de acomodación desarrollado en la cobertera supra-salina entre el Jurásico y el Mioceno.

Es preciso agregar que este mapa geológico no incluye las posibles fallas infra-salinas que las aperturas extensionales de las Cordilleras Ibérica y Bética, durante el Jurásico y el Cretácico, debieron generar. Fallas que por la existencia de numerosos y pequeños afloramientos de rocas volcánicas, tipo ofitas, y de otras, tipo jumillita-fortunita, se pueden interpretar relacionadas con episodios de fracturación muy distanciados en el tiempo: uno Triásico, de amplia difusión geográfica, y otro Mioceno, restringido y posiblemente relacionado con el sistema transpresivo de Pozohondo / Lietor / Socovos-Calasparra. No existen datos fiables que puedan argüirse para afirmar que el primero indujera un diapirismo de tipo reactivo o una notable diferenciación litológica en las monótonas columnas sedimentarias del Triásico que aflora, pero dadas las diferencias entre la Cobertera Tabular de la Meseta (Alcaraz) y los dominios meridionales, sí es notable un espesor creciente del mismo en dirección S-SE. Esta laguna de información deriva de dos motivos: uno, porque a falta de una aceptable cobertura de buenas líneas sísmicas, no conocemos la posición de las fallas de zócalo o infra-salinas, y dos, porque la simple pendiente de las capas madre de sal y las diferencias de litología y espesores de la cobertera supra-salina, son, en muchas cuencas, motivo suficiente para iniciar la deformación salina (Wenger, 1972; Jackson y Vendeville, 1994; Davison *et al*., 1996; Mauduit, *et al*., 1997; Hudec y Jackson, 2004). Y el mejor y el más próximo ejemplo de esto es el intenso diapirismo de la sal del Messiniense-1 del Mediterráneo donde, el diapirismo no fue desencadenado por fallas infrasalinas. Por el contrario, algunos trabajos previos ponen de manifiesto una fracturación supra-salina que diferenció semi-grábenes (*half grabens*) y áreas en extensión que implicaron notables cambios litoestratigráficos en el Prebético y el Dominio Intermedio (Martínez del Olmo, 1996, Martínez del Olmo *et al.,* 1999 y 2013; Vilas y Querol, 1999; Castro *et al.,* 2008; Ruíz Ortiz *et al*., 2014)

Una simple observación de la figura 2, muestra: La expresión de un bisel sedimentario y erosivo en sentido NO-SE, especialmente significado por la presencia del Jurásico en el segmento septentrional y la del Paleógeno marino en el meridional. También la localización meridional del Subbético y el Olistostroma, así como las numerosas direcciones estructurales, pliegues y fallas, en la práctica totalidad del área.

La metodología seguida para la elaboración de este trabajo ha consistido en:

1) La realización de un mapa geológico regional obtenido a partir de 55 mapas MAGNA a escala 1:50.000 realizados, en su mayor parte, entre 1972 y 1981, cuya distribución, número y nombre se recogen en la figura 1A.
2) Interpretar las geometrías diapíricas a partir de las cartografías anteriores y de considerar los avances, más recientes, en temas como la halocinesis, la halotectónica y el diapirismo reactivo, activo, contractivo y pasivo (p. ej. Davison *et al.,* 1996; Hudec y Jakson, 2007).
3) Aproximar la edad en que las extrusiones salinas alcanzaron la superficie aérea o submarina a partir de las dataciones de los sedimentos post-Triásico donde se han reconocido las intercalaciones de materiales del Trías de muy diverso tamaño, láminas y especialmente cantos blandos y cuarzos bipiramidados.
4) Y por último, la comparación de la cuenca Prebética con otras grandes áreas, ya aludidas y mucho mejor conocidas por sísmica y sondeos, donde se ha establecido con claridad la diferenciación margen-cuenca (p. ej. Hudec y Jakson, 2002 y 2004)

Halocinesis, halotectónica, diapirismos reactivo, activo y pasivo.

Se entiende por halocinésis a la deformación salina inducida por la apertura de caminos para la ascensión de la sal por simples diferencias de carga (*overburden)* sobre una capa salina, o entre la cresta y los flancos de un domo o extrusión, y se entiende por halotectónica a la deformación salina provocada por una tectónica extensiva o compresiva; en estos últimos casos se habla de diapirismo reactivo y de diapirismo contractivo. Cualquiera que sea el origen, se llama diapirismo pasivo cuando un diapiro alcanza la superficie. De ahí que se hable de tres estadios sucesivos en el tiempo: reactivo, activo y pasivo. Es decir, el inicio del movimiento salino se atribuye a un proceso de halocinesis pura o a un proceso en el que la sal se desestabiliza porque la tectónica o la sedimentación crean respectivamente diferenciaciones en el pre- o post-salino. Una vez iniciado el diapirismo, le sucederán el diapirismo activo, perpetuado por las diferencias de presión entre el domo salino y sus flancos, y finalmente cuando la extrusión alcanza la superficie el diapirismo pasivo (Jackson y Talbot, 1986; Ge y Jackson, 1998; Hudec y Jackson, 2007). En pocos años, hemos pasado de una hipótesis basada en la diferencia de densidad entre la sal y su cobertera, a una concepción en la que el motor se basa en el espacio y las diferencias de carga creadas por encima de la sal, sea por procesos tectónicos o sedimentarios. En resumen, la sal, que se comporta como un fluido viscoso, iniciará su ascensión (*diapiric rise*) si hay diferencias de presión sobre ella y si hay un espacio abierto y próximo a su techo, hacia donde fluir.

La nueva concepción implica dos hechos: 1) Tal y como atestiguan muchas líneas sísmicas, la deformación salina suele ser muy temprana (fase de halocinesis), pues bastan decenas de metros de diferencia de espesor en el sedimento supra-salino para desencadenar el movimiento. 2) Que por el contrario, si no hay una creación de espacio, diferentes presiones de confinamiento y una compresión-distensión tectónica, aunque sea mínima, cientos de metros de cobertera supra-salina son incapaces de iniciar el movimiento de la sal.

En resumen, los autores citados (Jackson y Talbot,

1986; Ge y Jackson 1998; Hudec y Jackson, 2007), distinguen tres tipos de diapirismo, que conceptualmente, se suceden en el tiempo: 1) Diapirismo reactivo, como respuesta a una extensión tectónica que crea el adelgazamiento y debilidad de la cobertera supra-salina. Ésta puede ser simétrica si se produce por la apertura de una fosa o asimétrica cuando se produce por una sola falla. 2) Diapirismo activo, cuando la sobrecarga (*overburden*) es mucho mayor en los flancos del diapiro que sobre la cresta. El proceso no requiere extensión tectónica y la halocinesis es continua por el simple hecho de que el ascenso salino produce un alto con surcos sedimentarios anexos. 3) Diapirismo pasivo, cuando el diapiro alcanza la superficie y asciende al mismo ritmo que crece la sedimentación en las sinformas periféricas de su entorno próximo.

Parece evidente que las cosas no sean tan fáciles y ordenadas, pues en la historia de una cuenca, se suceden en el tiempo fases de cierta calma, de extensión y de compresión, y lo que es aún más complicado; extensión y compresión ocurren a la vez cuando el despegue extensional se realiza sobre la sal, mecanismo de creación de los llamados cabalgamientos de pie de talud o *toe thrust* (Fig. 3) donde se acorta lo extendido por las fallas de crecimiento del margen.

Rollers, rafts, turtle backs, mocks y salt scar o salt welds.

La literatura anglosajona utiliza muchas nomenclaturas relativas a geometrías de génesis salina (p.ej. *roller, raft y mock*) que preferimos no traducir porque no tienen una traducción que muestre con claridad su significado estructural. Las figuras 3 y 4 se realizaron para introducir a los lectores poco familiarizados con la deformación salina en la geometría y modelo de deformación que a ellas se asignan. De estos estadios evolutivos cabe añadir que lo representado en la figura puede interrumpirse en el momento en el que las vías de alimentación y migración de la sal hayan sido cerradas por el desarrollo de cicatrices verticales (*salt scar*) o soldaduras horizontales (*salt welds* o *salt windows*), motivo por el que las geometrías pueden no alcanzar los últimos estadios dibujados.

Observaciones conceptuales y sus consecuencias en el Prebético

– La capacidad de flujo de las capas salinas se alcanza muy pronto, con la cobertera aún sin compactar. La anisotropía de la cobertera, usual motor del flujo, ocasionará que este y la actividad diapírica por él promovida, no sean isócronas en la cuenca.
– Los colapsos salinos, ya sean verticales (*salt scars*) u horizontales (*salt windows* o *salt welds*) originarán cierres en las vías de alimentación-migración salina, y ello implicará que unas formas se aborten cuando dejen de ser alimentadas en sal y otras continúen el proceso halocinético.
– La deformación salina es un proceso continuo que ocasiona el cambio progresivo de unas geometrías salinas a otras, siempre y cuando no se colapsen las vías de migración o flujo salino. Es decir, solo los pequeños volúmenes de sal con vías de alimentación cerradas prematuramente, constituirán estructuras incapaces de evolucionar por procesos puramente halocinéticos. Ahora bien, un nuevo acortamiento tectónico, puede reactivar el proceso. Este es el probable origen de muchos anticlinales con núcleo diapírico.
– Halocinesis y halotectónica son procesos que promueven modificaciones estructurales en el entorno sedimentario

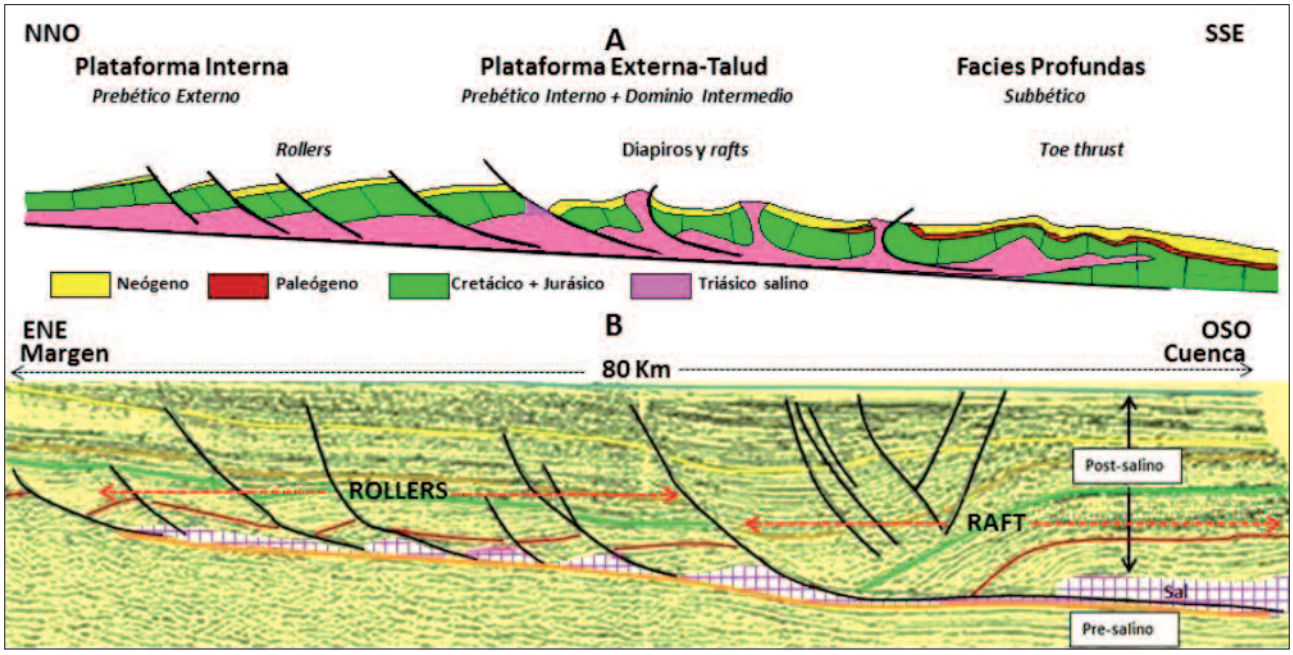

Fig. 3.- A) Evolución margen-cuenca usual a muchas cuencas salinas, esquemáticamente adaptada al Margen Sudibérico. B) Ejemplo de un pequeño segmento del margen interno de Angola (imagen cedida por la Compañía Nacional de Petróleos de Angola y adaptada al propósito de este trabajo).

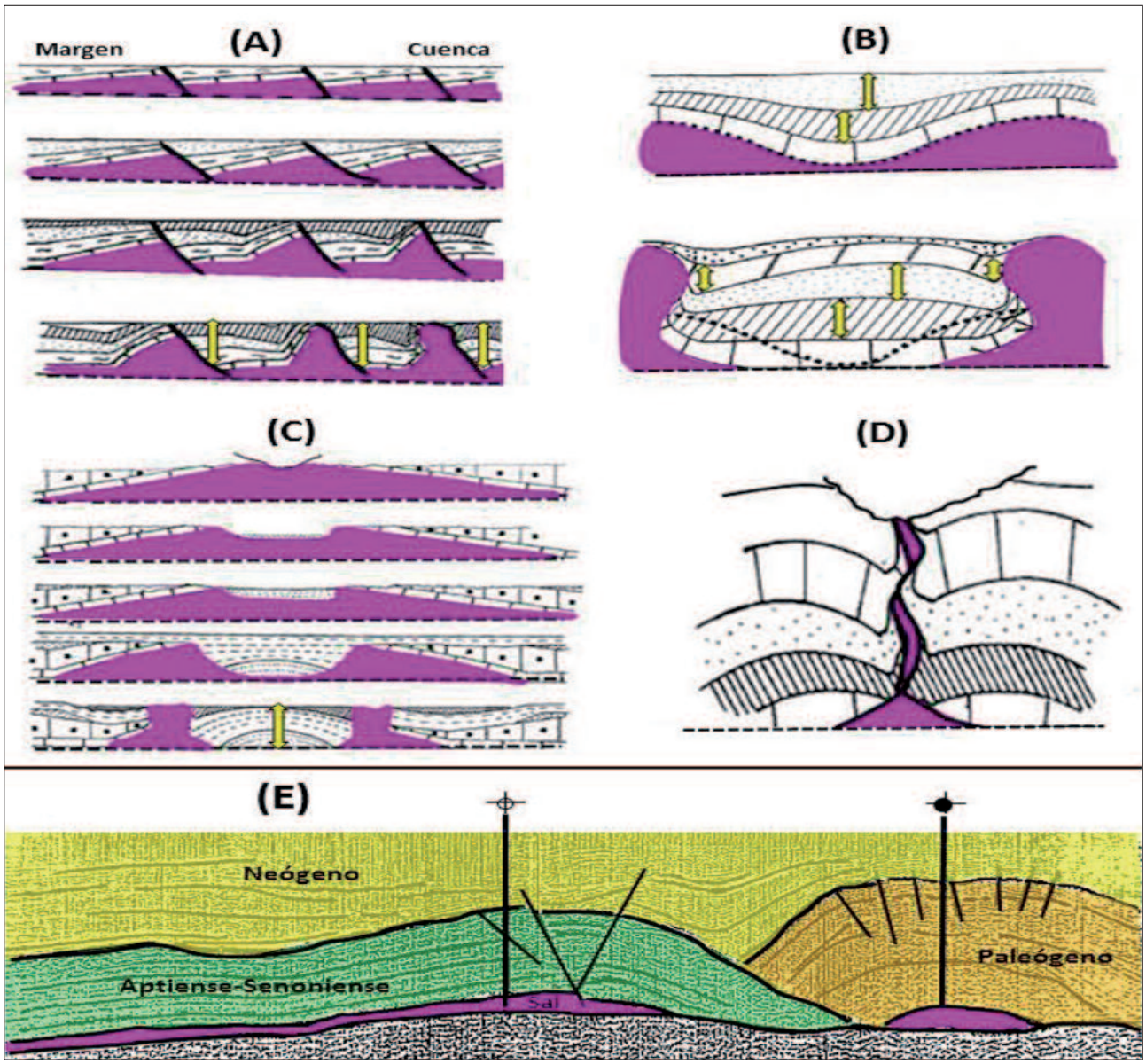

Fig. 4.- Estadios sucesivos de: A) *Rollers*. B) *Turtle back*. C) *Mock*, en el que el último estadio (sal aún activa) no parece haberse alcanzado en el área de estudio (las flechas amarillas indican los surcos sedimentarios creados) D. Cicatriz salina puesta al descubierto por una erosión tardía. E) Línea sísmica en Angola (Quenguela) con antiforma de flanco diapírico y *mock* que contiene un yacimiento (tomada de Verrier y Castello Branco,1972).

de la sal. La adaptación, relleno o colapso de la cobertera post-salina al espacio o volumen sedimentario, agregado o sustraído por los cambios de morfología de las masas salinas, provocarán notables cambios estructurales en la cobertera supra-salina.

– Un diapiro como el de Pinoso (4-5 km de altura y 2 km de diámetro) significa un considerable volumen de sal que es necesario migrar desde un entorno próximo y sin que se colapsen las vías de migración; por lo que capas de sal delgadas, no pueden generar este tipo de diapiros.
– La ascensión salina incorpora fragmentos de cobertera suprasalina y cuando estas mezclas de solubles e insolubles alcanzan la superficie, sus materiales son incorporados al medio sedimentario de su entorno. Si el diapiro es submarino, la dinámica marina, contaminará extensas superficies sedimentarias. Éste es el origen de los cantos blandos, de los olistolitos de pequeño tamaño y de las láminas estratificadas de materiales triásicos que contienen muchos enclaves del Prebético.
– El cambio de geometría de la sal es independiente del tipo de contacto entre la sal y el sedimento de su entorno (estratigráfico o mecánico, sea este extruido o por falla). Los contactos por falla originales de las estructuras tipo *roller* o *raft* pueden sufrir un cambio de pendiente o "curvatura díapírica". Este proceso es el que origina, fallas normales con plano buzando hacia el bloque hundido, fallas normales con apariencia de inversas, frecuentes en las cartografías geológicas del Prebético.
– Los *rollers* y *rafts* son largas crestas que independizan masas salinas nacidas por fallas de alto y bajo ángulo, que son alimentadas por flujos salinos tanto perpendiculares como paralelos a sus fallas límite. La migración sa-

lina paralela a la falla límite es el motivo por el que diapiros como los de Jumilla, La Rosa, Yecla, etc. están en un extremo de estas fallas extensionales, que es generalmente el que menor sobrecarga regional soporta.

– Los *rollers* y *rafts* ponen en evidencia que desde el Prebético Externo al Interno crece la cantidad de extensión y de rotación de las fallas de crecimiento que los inician. Es decir, crece la disarmonía entre el pre-salino y la cobertera post-salina.
– En numerosas citas bibliográficas de la literatura prebética, que sería prolijo transcribir, son frecuentes tres conceptos que han provocado interpretaciones estructurales erróneas: el Triásico inyectado en una falla, el cabalgamiento con suela de Triásico y los cabalgamientos generalizados. El primero es sistemáticamente asignado a las cicatrices salinas verticales (Rafol de Salem-Jaraco) o a cualquier falla contractiva o distensiva que esporádicamente enseña afloramientos de Triásico. El segundo ha sido extendido hasta lugares donde la cartografía geológica no muestra cabalgamiento alguno (anticlinal de la Oliva). El tercero ha hecho que muchos olistolitos intramiocenos, de considerable volumen, hayan sido interpretados como bloques cabalgantes o retrocabalgantes, casos como los del Chinar en Monte Alegre, la Encina-Fuente de la Higuera, el Peñón de Ifach en Calpe y el Puig Campana en Finestrat.
– Por último, indicar que la compresión miocena reactivó o colapsó ciertas formas diapíricas, motivo por el que la interpretación de la geometría de la sal y su cobertera, en un tiempo pre-tectónico, es problemática.

El Triásico y una primera interpretación de sus afloramientos

El área que tratamos de describir e interpretar contiene afloramientos de Triásico pertenecientes a tres dominios muy diferentes: 1) Triásico del Campo de Montiel. 2) Triásico de la Cordilera Ibérica y del Prebético. 3) Triásico incorporado al Subbético y al Olistostroma.

El Triásico del Campo de Montiel se corresponde con facies de borde de cuenca de la llamada Cobertera Tabular de la Meseta, donde la sal, no existe o es muy delgada, razón por la que no desarrolló diapirismo alguno.

En el Triásico de la Ibérica y del Prebético, objeto de este trabajo, la sal sólo aflora en algunos diapiros pasivos (La Rosa y Cancarix) pero en el de Pinoso se conocen sondeos que hasta su profundidad final han cortado más de 1.500 metros de columna o pilar salino central.

Desde las cartografías geológicas de la Serie MAGNA (Figs. 2, 5 y 6) se aprecia que la deformación del área representada crece desde el O-NO (Prebético Externo) al S-SE (Prebético Interno) según un patrón que más tarde interpretaremos como un modelo margen-cuenca clásico (Fig. 3). También se aprecia que el Triásico involucrado en el Arco de Alcaraz-Robledo-Lietor, no ha evolucionado como el del resto del área (ausencia de surcos periféricos

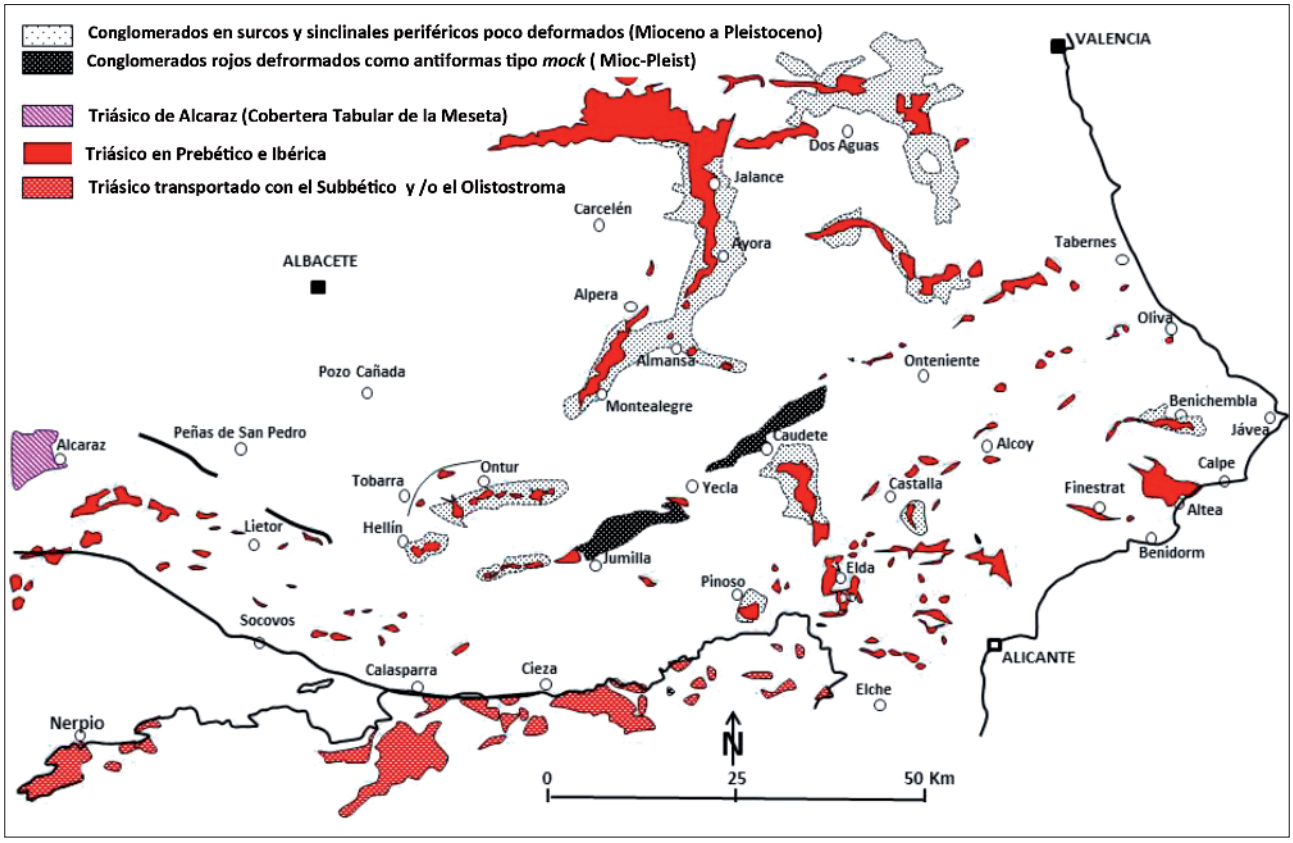

Fig. 5.- Los dominios y afloramientos del Triásico y una primera clasificación de los sedimentos del Mioceno-Pleistoceno, en facies rojas, inducidos por las fosas del margen Norte y los diapiros pasivos del Prebético.

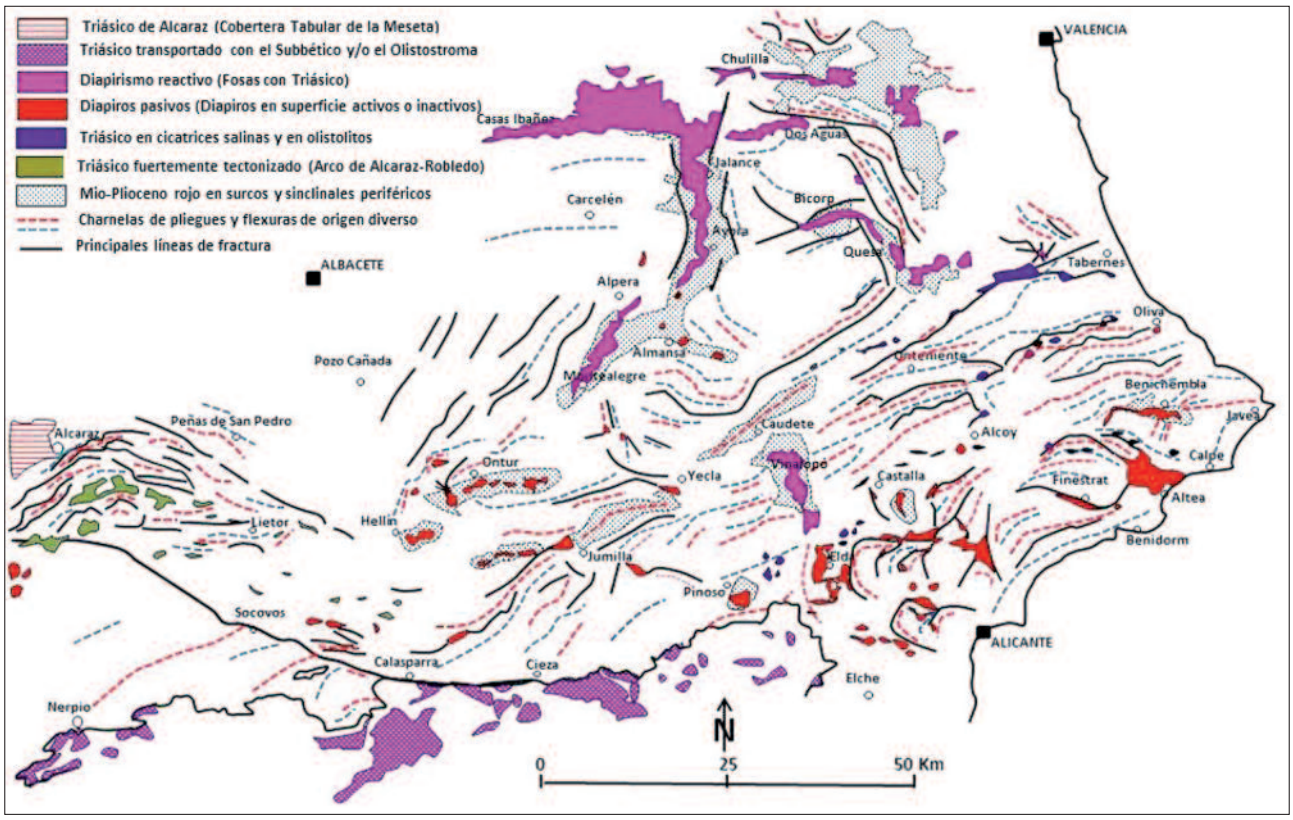

Fig. 6.- Afloramientos del Triásico y deformación estructural, pliegues y fallas, de su entorno próximo y lejano.

con rellenos de facies rojas semejantes a las del sector más oriental) por lo que puede interpretarse que o la sal era delgada por su posición de borde de cuenca, o que la compresión miocena, muy eficaz en esta localización, cerró las vías de alimentación del flujo salino y el Triásico que aflora pertenece a láminas tectónicas.

El Triásico incorporado al Subbético y al Olistostroma, es para una gran mayoría de autores transportado por un genuino cabalgamiento regional, mientras que para otros se correspondería con un olistostroma, de dimensiones notables, transportado hacia el O-NO (Martínez del Olmo, 1996 y 2005) o como un proceso tipo glaciares de sal, cabalgamientos de pie de talud (Flinch *et al*., 1996; Berástegui *et al.,* 1998) deslizados desde un Prebético y/o Dominio Intermedio fuertemente diapirizados. Se conoce, que sea cual sea su origen, sus materiales salinos provocaron cambios sedimentarios en el Jurásico y Cretácico (Foucault, 1986; Nieto *et al*., 1992) y que algunos sondeos del Guadalquivir (Bética 14-1 y Bornos-1) reconocieron importantes espesores de sal. Pero, de otra parte, las cartografías geológicas no muestran señales inequívocas de un diapirismo activo y tardío. En conclusión, ya sea por la contracción tectónica que soportó, por la *melange* gravitatoria o por ambas, lo evidente es que no contiene señales indudables (sinformas periféricas con sedimentos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno) de una deformación diapírica posterior a su emplazamiento.

Un nuevo paso en la interpretación del área se resume en la figura 7, donde se muestran:

1) Las numerosas direcciones estructurales, pliegues y fallas, que contiene el área en descripción, y la razón de aquella diferenciación de las bandas Unidireccional y Multidireccional, coincidentes a grandes rasgos con el Prebético Externo e Interno, respectivamente.
2) Las direcciones N-S, E-O y SO-NE que caracterizan a las fosas tectónicas con Triásico del Prebético y de la Ibérica de Valencia, que interpretamos generadas por un diapirismo reactivo, de tipo simétrico (Jackson y Vendeville, 1994) en el que el substrato presalino no necesariamente está fallado. Esta interpretación difiere de la realizada por Roca *et al*. (1996 y 2006), Rubinat *et al.* (2008) en las que partiendo de observaciones de superficie y de un estudio magnetotelúrico, siempre dubitativo si no va acompañado de alguna definición desde línea sísmica, interpretan la fosa de Bicorb-Quesa como producto de fallas en el Paleozoico. A pesar de que ambas interpretaciones responden a un diapirismo reactivo, consideramos que Bicorb-Quesa es un caso particular que no puede exportarse a otras fosas semejantes (Chulilla, Dos Aguas, Jalance-Ayora, Monte Alegre-Alpera, Almansa, Casas Ibañez y Río Vinalopó) ya que sus trazados responderían a una fracturación de direcciones múltiples que afectaría al Paleozoico. Fracturación que no está soportada por referencia bibliográfica o línea sísmica alguna. Cabe también añadir que esta fracturación no parece relacionada con desplazamientos en horizontal, pues no se constatan (Azema, 1977) saltos en las líneas de facies del Mesozoico a uno y otro lado de los estrechos y largos afloramientos del Triásico.
3) Los diapiros que alcanzaron la superficie pueden caracterizarse como activos e inactivos por la presencia o

ausencia de sinformas periféricas rellenas de materiales en facies continentales de edades, no bien caracterizadas, pero asignadas al Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

4) El Triásico relacionado con cicatrices salinas y los olistolitos de materiales triásicos que, junto a otras observaciones, serán indicadores de los distintos tiempos en los que sus diapiros próximos alcanzaron el fondo marino.
5) Los ya comentados sedimentos triásicos del Campo de Montiel, del Subbético y del Arco de Alcaraz-Robledo.

Antes de interpretar si el Prebético responde a un modelo clásico de deformación progresiva de margen a cuenca (Fig. 3) se hace necesaria una caracterización de las geometrías atribuidas al diapirismo pre-, sin- y post-tectónico, que es recogida en la figura 7. Esa figura muestra:

1) Triásicos del Campo de Montiel y el transportado con el Subbético y/o el Olistostroma.
2) Afloramientos triásicos del Arco de Alcaraz-Robledo-Lietor, caracterizados porque junto al incompetente Lías arcilloso constituyen un nivel de despegue utilizado por numerosos cabalgamientos ocurridos en el Mioceno.
3) Las fosas tectónicas que con anterioridad hemos adjudicado a un diapirismo reactivo de tipo simétrico.
4) Los diapiros pasivos cuya actividad o inactividad se deduce por la presencia o ausencia de facies rojas del Mioceno-Pleistoceno en sus anillos periféricos. De estos pueden diferenciarse dos tipos: los que aparecen relacionados con una falla de bajo o alto ángulo que hunde al Sur (Jumilla, La Rosa, etc.) y los que por los olistolitos que deslizaron desde sus crestas extruidas y las antiformas tipo *mock* en materiales del Mioceno Inferior, los caracterizamos como aquellos (Elda, Altea) que alcanzaron el fondo marino en un tiempo pre-Mioceno.
5) Triásico en afloramientos discontinuos y estrechos que están relacionados con líneas tipo cicatriz salina (Oliva-Alcoy y Jaraco-Fuente la Higuera) y Triásico en olistolitos de tamaño cartográfico a escala 1:50.000.
6) Anticlinales de direcciones Ibérica y Bética con núcleo diapírico, visible o deducido, que pueden mostrar una bóveda hundida (Sierra Mariola) o un diapiro (Cancarix) o afloramiento de Triásico de dimensiones muy variables (La Oliva, Pego). En estos últimos se pueden diferenciar los que mantienen estrictamente la continuidad de la dirección estructural Ibérica o Bética y los que aunque mantengan esas direcciones estructurales generan pliegues de flanco de direcciones anómalas (Benichembla) y fracturación de cresta de tipo radial (ONO de Tabernes).
7) Mioceno, Plioceno y Cuaternario en facies continentales rojas, en surcos y sinclinales o sinformas periféricas.
8) Anticlinales diapíricos que generaron un largo y continuo pliegue extruido sobre el que se creó un surco erosivo colmatado por cientos de metros de sedimentos de facies continentales del Mioceno Superior-Pleistoceno, que han sido deformadas como antiformas tipo *mock* (Jumilla-Yecla y Caudete-Fuente la Higuera).
9) Afloramientos que son difíciles de definir por estar muy cubiertos por sedimentos recientes o porque su entorno no provee motivos cartográficos que permitan una interpretación de su origen.
10) Posibles diapiros ocultos o erosionados que se intuyen por geometrías circulares (circo Mioceno de Cocentaina al Norte de Alcoy) o porque coinciden con el centro de fallas y pliegues radiales (El Pulpillo, NO de Yecla).

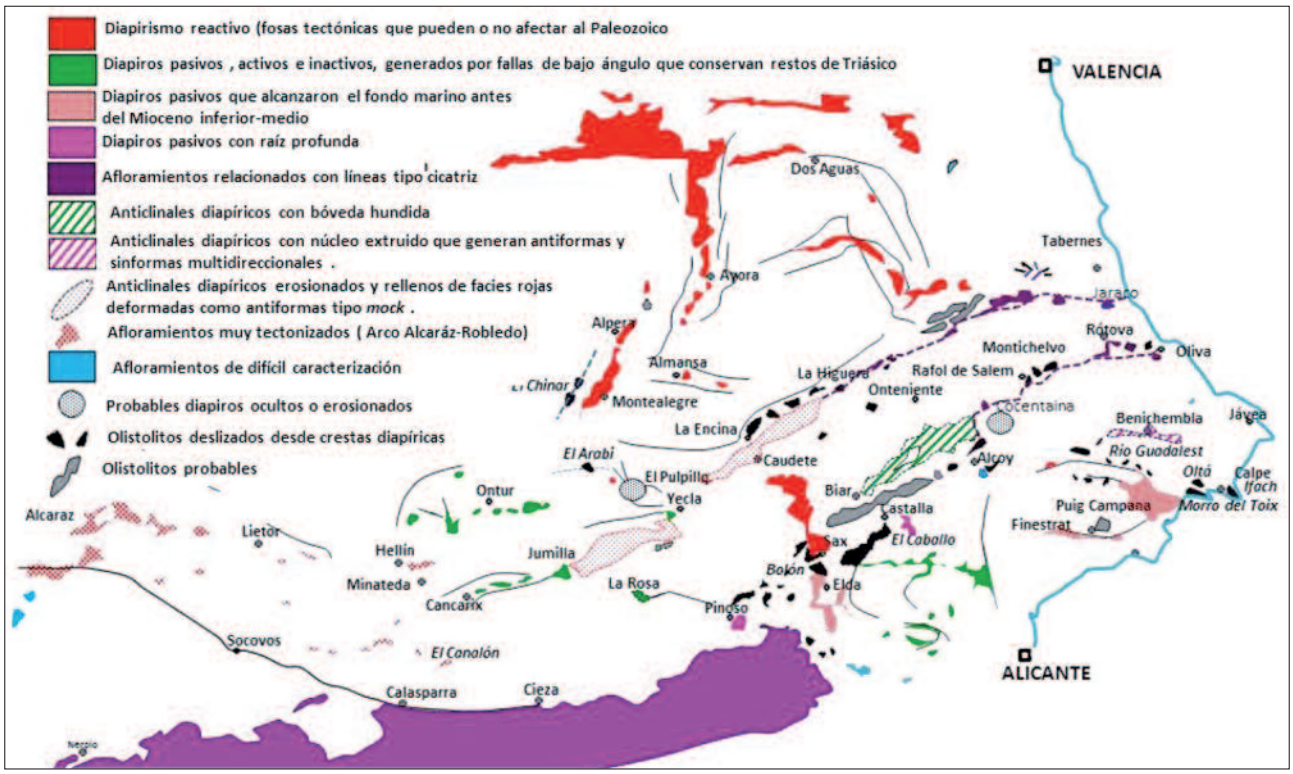

Fig. 7.- - Interpretación de los diferentes tipos de diapirismo y sus consecuencias sedimentarias y estructurales.

La deformación margen-cuenca

Una vez mostrada la estructuración regional, los tipos de diapirismo, los olistolitos y la sedimentación en fosas y sinformas periféricas, se puede evaluar si se organizan según una deformación margen-cuenca clásica. Dado que son muchas y muy diferentes las causas que en la cobertera supra-salina pueden iniciar el diapirismo, un esquema margen-cuenca sería incompleto si no se atiende a la edad de la deformación, y es evidente que la ausencia de mapas de isopacas y de líneas sísmicas de calidad, impiden conocer el momento de inicio de la actividad diapírica. Sin embargo, hay otros indicadores que sí pueden usarse para aproximarnos al tiempo en el que las extrusiones salinas alcanzaron el fondo marino o crearon distorsiones en su entorno sedimentario.

Seis indicadores pueden ser utilizados para datar diferentes estadios de la deformación diapírica: 1) Contaminación de pequeño tamaño del entorno sedimentario. 2) Deslizamiento de grandes olistolitos. 3) Facies de *slump* en plataformas mareales. 4) Cuencas miocenas atribuidas al diapirismo. 5) Depocentros relacionados con fallas de crecimiento. 6) Desarrollo de *turtle backs* y *mocks.*

Contaminación sedimentaria

Cuando un diapiro llega a la superficie es sometido a los procesos erosivos, y si estos son submarinos, los materiales extruidos con el Triásico son distribuidos por la dinámica marina en un entorno muy extenso, motivo por el que este indicador, fija el tiempo, pero no localiza el lugar que producía la contaminación. Los primeros materiales triásicos, duros y blandos, y olistolitos de Jurásico y Cretácico, de pequeña talla, se reconocen en el Jurásico Superior-Berriasiense de la plataforma externa-talud del Prebético Interno y se generalizan en el Cretácico Superior y en el Paleógeno (Figs. 8 y 9). En el Prebético Externo, dado que el Paleógeno es de facies continentales, este tipo de contaminación sólo es perceptible en el Cretácico Superior y en el Mioceno. Datos que permiten asegurar que la deformación salina fue más precoz en la cuenca que en el margen.

Olistolitos

La presencia de olistolitos en el entorno de los afloramientos triásicos, ya sean diapiros, cicatrices, *rollers* o *rafts*, suele ser precedida o anunciada en el sedimento receptor por intervalos con alta contaminación de pequeña talla, polución que es igualmente visible en pliegues de arrastre o *slumps* en la base de los olistolitos cuando estos son carbonatados, caso en el que muestran una elevada brechificación interna (olistolito cretácico del sinclinal de Onteniente). Es muy improbable que olistolitos kilométricos puedan viajar largas distancias, motivo por el que estos no solamente datan el tiempo (Martínez del Olmo *et al.,* 1985) sino que también permiten interpretar la localización de la extrusión, más aún cuando es visible la cizalla basal creada por el deslizamiento (Moseley, 1973).

Aunque en las cartografías de la Serie MAGNA existen ciertas imprecisiones en la edad del Mioceno marino que recibe estos olistolitos, ellas no impiden asegurar que los olistolitos intra-miocenos son más precoces cuanto más meridionales (Figs. 8 y 9). Dadas las grandes dimensiones de algunos olistolitos y la visualización de su cizalla basal, muchos han sido interpretados como cabalgamientos o retrocabalgamientos en las cartografías de la Serie MAGNA. De otra parte, allá donde la vergencia tectónica de la cadena es bien perceptible, se puede observar que son más numerosos los que deslizaron hacia el N-NO. Hecho probablemente debido al efecto de la tectónica compresiva miocena que creó asimetría y desestabilizó las altas crestas generadas por la extrusión y por tanto muy brechificadas.

Plataformas muy someras con facies de slump

Se interpretan como el producto de pendientes sedimentarias anormales, anteriores a la compactación, que son atribuidas a los flancos de los diapiros (Martínez del Olmo, 1998). Estas anomalías sedimentarias las hemos reconocido en las facies mareales del Cretácico Superior del Prebético Externo en localidades próximas a las cicatrices salinas de Caudete-Jaraco (barranco de la Hoz de Mogente) y Alcoy-La Oliva (Rafol de Salem) así como en los materiales del Paleógeno (Sierra de Zafra), en el Mioceno Inferior del Prebético Interno (Río Guadalest y Benisa) y en el Mioceno Superior (sinclinal de Onteniente). En las figuras 8 y 9 pueden verse ejemplos de estas anomalías sedimentarias.

Las facies de *slump* no siempre están relacionadas con la presencia de olistolitos; de hecho, se puede interpretar, que si en ese tiempo sólo existen *slumps,* la extrusión no alcanzó la superficie.

Cuencas miocenas atribuidas al diapirismo

El Mioceno superior próximo al tolmo de Minateda (Figs. 8 y 9) en el Prebético Externo al Sur del diapiro de Hellín, contiene una espectacular discordancia angular (> 25º) que ha sido atribuida (Fourcade, 1970; Jérez Mir, 1973) a una fase tectónica regional intra-Tortoniense que permitiría la diferenciación de un Mioceno sin-orogénico y otro post-orogénico. Esa interpretación es discutida por Martínez del Olmo y Suárez Alba (2004) que aportan datos que permiten interpretar que tal discordancia es local y producto de una mini-cuenca extensional suprasalina, con una probable cicatriz basal o soldadura tipo *salt weld*, del tipo descrito en Ge *et al*. (1997). Esta mini cuenca, en el Mioceno Inferior generó un flanco con alto buzamiento en el borde meridional del diapiro de Hellín, flanco que fue fosilizado por un abanico de capas en configuración *downlap* y de tipo deltaica procedente del S-SO.

Depocentros relacionados con fallas de crecimiento

Las fallas originarias de *rollers* y *rafts* generan en el bloque hundido (Fig. 4) espesores sedimentarios anómalos

difíciles de cuantificar porque no poseemos mapas de isopacas precisos y porque el crecimiento no es uniforme en toda la traza de la falla límite, pero aun así, a partir de las cartografías de la Serie MAGNA, en algunos pliegues del Prebético (Sierras de Larga, Solana, Molar, Carche, Cid, Mariola, Bernia, etc.) se aprecia un mayor espesor sedimentario en el flanco corto del N-NO que en el largo del S-SE. Esa diferenciación se interpreta como el resultado de la

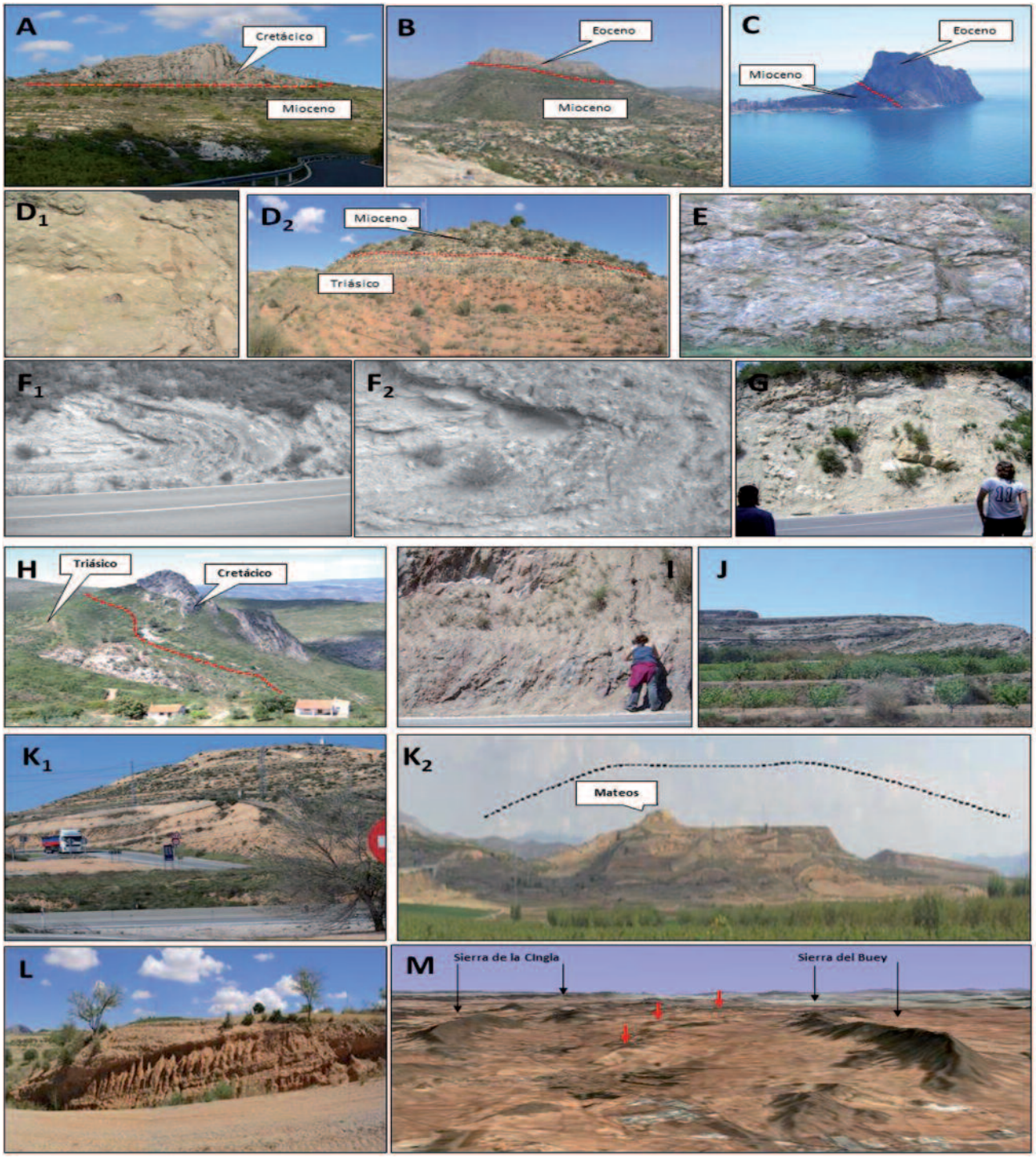

Fig.8-. A) Olistolito del Bosquet deslizado hacia el Norte desde la cicatriz de Jaraco-Fuente la Higuera. B-C) Olistolitos de la Sierra de Oltá y del Peñón de Ifach deslizados desde el diapiro de Altea al sinclinal de Benisa. D_1-D_2) Contaminación con materiales triásicos en el Mioceno inferior bajo el *overhang* del diapiro de Elda. E) *Slumps* en las dolomías del Cenomaniense en el barranco de la Hoz de Mogente. F_1-F_2) Contaminación y posterior deformación en *slump* en el Mioceno superior bajo el olistolito del sinclinal de Onteniente. G) Facies caóticas *(slump y rock fall)* en el Mioceno inferior que antecede a los olistolitos del Río Guadalest. H) La cicatriz de Jaraco-Fuente la Higuera en las cercanías de Mogente. I) Fibras verticales de flujo en el Triásico de la cicatriz salina. J) La discordancia de Minateda. K_1-K_2) Buzamiento de facies rojas en el flanco norte de la *mock* Yecla-Caudete y la línea de cresta en el vértice Mateos. L) Buzamiento de las facies rojas en la *mock* Jumilla-Yecla. M) Flechas rojas señalando la línea de cresta de la antiforma tipo *mock* Jumilla-Yecla en una imagen de Google Earth. (localizaciones en la figura 9)

inversión tectónica que han sufrido las fallas extensionales originarias de *rollers* y *rafts*, de forma que creaban crecimientos sedimentarios en el bloque hundido del S-SE, hoy flanco corto del N-NO. Ello viene a indicar que, por sectores, sea en el Jurásico, Cretácico y Paleógeno, el diapirismo salino era ya activo.

Turtle backs y mocks

La edad de los sedimentos que conforman estas geometrías descritas en Wenger (1972), Dillon *et al.* (1982), Hudec y Jackson (2002 y 2007), Ge y Jackson (1998), entre otros, proporciona una excelente indicación de la diacronía del diapirismo en las distintas geografías del Prebético.

En el área de trabajo hay tres enclaves muy significativos: anticlinorio de Aitana, las colinas de Bateig y Beties en el diapiro de Elda y las crestas topográficas de la línea Jumilla-Yecla-Fuente la Higuera. Ellas vendrían a informar que el tiempo en que los diapiros alcanzan la superficie fue precoz en el Prebético Interno de Aitana (Eoceno), Elda (Mioceno Inferior) y tardía en el Prebético Externo de Jumilla-Yecla y Caudete-Fuente la Higuera (Mioceno superior-Plioceno).

De los seis criterios antes enunciados, se entiende que para el propósito que nos ocupa, que no es otro que datar el diapirismo y localizar su extrusión, demos prioridad al deslizamiento de los grandes olistolitos, que por su tamaño no pueden viajar grandes distancias, a las facies de *slump* en las plataformas mareales del Cretácico, a las cuencas extensivas del Mioceno y a los *mocks*, y es por ello por lo que han sido introducidos en la figura 7.

En resumen, tal y como conceptualmente es esperado, las deformaciones salinas no fueron isócronas, pero es evidente que fueron más precoces en el Prebético Interno que en el Externo.

Siguiendo con la línea de investigación propuesta, se considera necesario un último peldaño para asegurar que, merced al diapirismo, el Prebético se conformó inicialmente como una clásica deformación salina de margen a cuenca. Para ello la figura 10 trata de caracterizar las geometrías diapíricas y su distribución regional. De esta figura conviene advertir que, ya sea porque la erosión post-Mioceno no ha penetrado suficientemente, ya sea por la falta de expresividad de las cartografías de la Serie MAGNA, se albergan dudas (Figs. 8 y 9) sobre algunas geometrías, entre las que cabe destacar: 1) Los posibles olistolitos de la comarca de Játiva que podrían ser interpretados como bloques relacionados con la cicatriz salina Jaraco-Fuente de la Higuera. 2) Los afloramientos de la Sierra de Onil, que pueden ser parte de un largo olistolito o lo que consideramos más probable, un *roller* del tipo sinforme diapirizado. 3) El anticlinorio de Aitana, que puede deberse a una *turtle back* o al *hanging wall anticline* de una falla de crecimiento, larga y de traza curva, que hunde hacia el S.

Tal y como se desprende de la interpretación recogida en la figura 10, se aprecia que el modelo de la figura 4, sufre pequeñas variaciones de anticipación o retraso de las

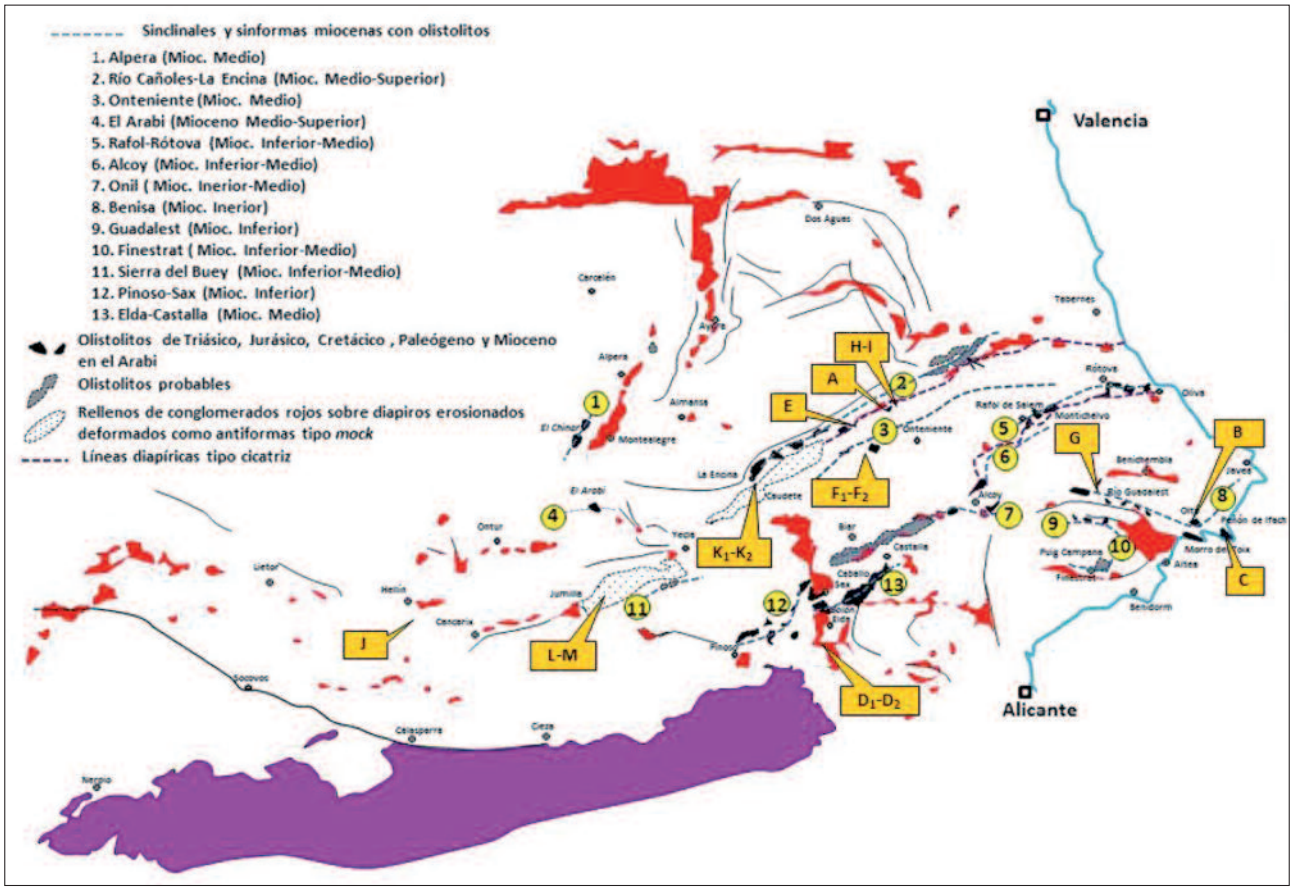

Fig. 9.- Los olistolitos intra-Mioceno y otros motivos geológicos como indicadores de los tiempos en los que las extrusiones alcanzaron el fondo marino.(A a L-M, localización de las imágenes de la figura 8).

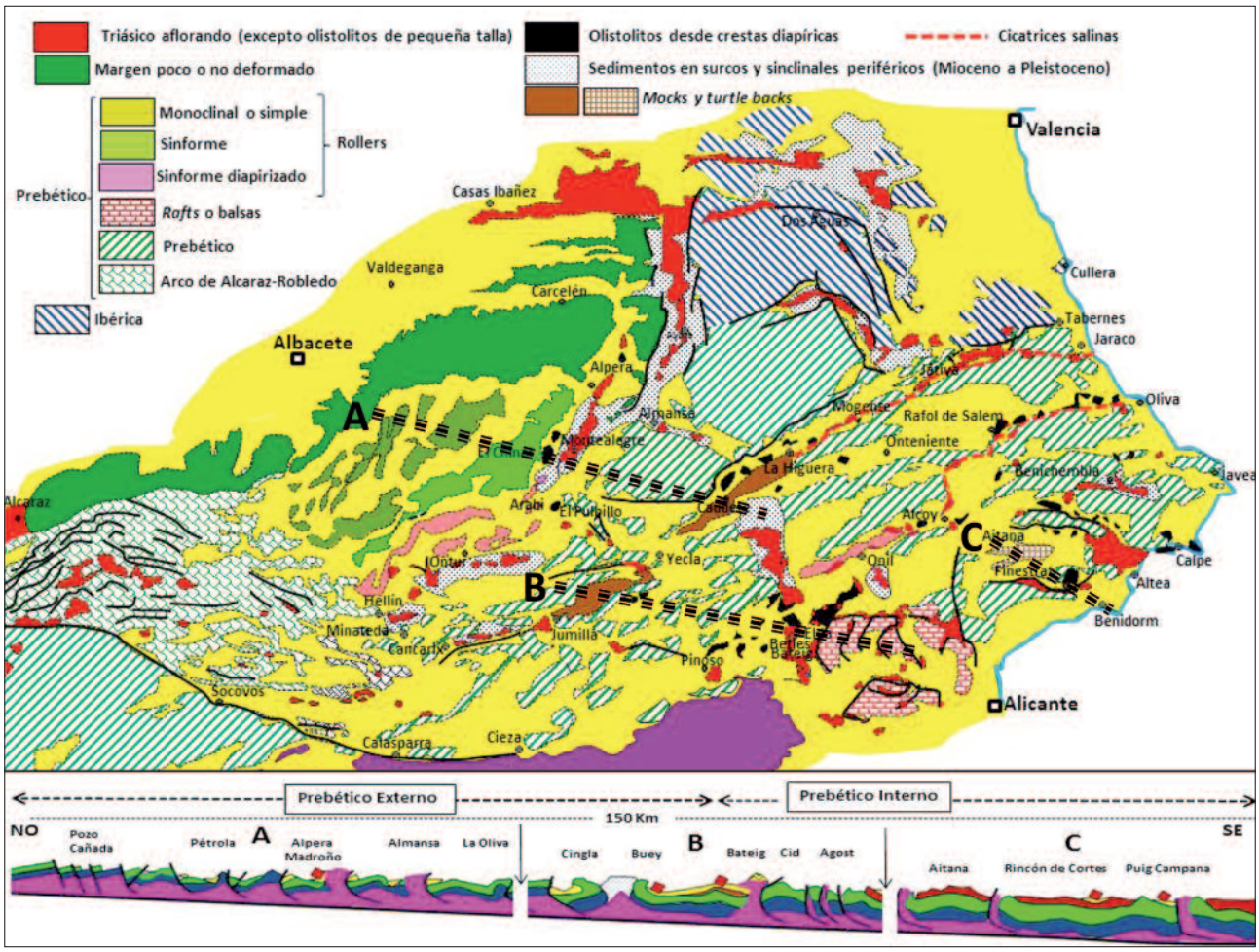

Fig.10.- La deformación margen-cuenca en el área de trabajo. A, B y C, traza aproximada de los esquemas estructurales.

geometrías salinas; siendo la más llamativa la del posible *roller* diapirizado de Castalla. Estas variaciones las entendemos debidas a:

1) Cierre prematuro de ciertas vías de migración de la sal.
2) Efecto de la fase contractiva (Letouzey *et al.*, 1995) del Mioceno.
3) Diferentes tiempos de velocidad de ascensión y disolución de las extrusiones salinas (Rondell y Gaag, 1986).

Esquemas estructurales desde el margen a la cuenca

Todos los esquemas estructurales simplificados que se incluyen en este capítulo dibujan un substrato pre-salino que hunde suavemente desde el margen del N-NO a la cuenca del S-SE; hecho al que no podemos sustraernos por ser común a la mayor parte de las cuencas salinas bien conocidas por sísmica y sondeo, y en la que ahora nos ocupa, se induce, por la progradación y el progresivo aumento de espesor sedimentario constatado entre el Prebético Externo y el Interno.

Las fosas triásicas del margen Norte (Prebético e Ibérico de Valencia)

Existen citas bibliográficas y modelos regionales muy diferentes que tratan el origen de estas fosas (Fig. 11). Todos ellos se pueden inscribir en un diapirismo reactivo, pero se diferencian en la participación de fallas que afectan o no al substrato pre-salino. En páginas precedentes se han descrito los criterios que creemos justifican la atribución de estas fosas a un diapirismo reactivo simétrico inducido por una fracturación multidireccional, de probable edad miocena.

Los tres tipos de rollers

Son especialmente significativos en el Prebético Externo al O-NO de la alineación Montealegre-Ontur (Fig.12). En ellos puede diferenciarse una deformación progresiva en sentido SE, pues evolucionan desde geometrías tipo monoclinal o simple, a geometrías tipo sinforme y sinforme diapirizado; último tipo que enseña que su falla límite ha sido diapirizada (fallas normales con apariencia de inversas) y que este diapirismo ha generado el deslizamiento de olistolitos intra-miocenos (El Chinar) y sinformas invertidas en una alta posición estructural (Sierra del Madroño, Fuente Álamo).

Diapiros pasivos generados por fallas de crecimiento de bajo ángulo y diapiros clásicos.

Los diapiros pasivos (Jumilla, La Rosa, Yecla) se localizan en el extremo de fallas que hunden al Sur (Fig.13) lo que viene a indicar que existe una migración salina tar-

día y paralela a la falla o *roller* que los causó. Además es destacable que crearon grandes antiformas en el bloque móvil del S-SE (Sierras de Carche, Molar y Cingla-Buey).

El diapiro de Pinoso es adjetivado de clásico por no parecer relacionado con falla alguna (Jackson y Talbot,1986; Wenger, 1972) y dada su posición muy meridional puede interpretarse que asciende desde una capa madre de sal ubicada a 4.500 - 5.000 metros, que es el espesor regional estimado para la cobertera supra-salina.

Los diapiros pasivos se elevan entre 100 y 300 metros sobre el nivel del suelo de su entorno y todos muestran un techo muy desorganizado que incluye pequeños bloques de dolomías negras y azoicas cuya edad es difícil de establecer (Mancheño Jiménez y Rodríguez Estrella, 1985; Navarro Hervás y Rodríguez Estrella, 1985). Algunos producen pequeños manantiales de agua salada y presentan dolinas - sumideros de dimensiones y profundidad variables, lo que atestigua la proximidad del núcleo salino. El relieve positivo es un indicador de su actividad y del clima árido en el que hoy se ubican.

La flexura del Caroch y las cicatrices salinas

El bloque del Caroch termina en una gran flexura creada por una larga falla hundiendo al Sur, falla que probablemente caracteriza una mayor cantidad de extensión que la dibujada en la figura 14, pues ella es necesaria para ocasionar la próxima y compleja línea tipo cicatriz salina de Jaraco-Fuente la Higuera. Esta flexura-falla del Caroch ha sido continuada hasta la vistosa rodilla del anticlinal de Sierra Oliva, y podría igualmente extenderse por el Este hasta Tabernes, caso en el que sería la responsable de la diferenciación estructural de la llamada zona de unión-enlace de las Cordilleras Bética e Ibérica en la provincia de Valencia. Esta larga línea estructural fue llamada falla sur-valenciana (Brinkmann, 1931) y plantea otro problema, y este no es otro que saber si está relacionada con la fracturación, ya comentada, de las fosas con rellenos de Triásico y si responde o no a una fracturación que implica al Paleozoico, tal y como sería probable si ella es la responsable del terremoto de Játiva de 1748, pero dado que el epicentro de tal terremoto no ha sido localizado por controles instrumentales, su origen podría estar en cualquiera de las fallas que limitan las fosas triásicas, caso que apoyaría la interpretación con Paleozoico fracturado (Ortí Cabo, 1981; Rubinat *et al*., 2008) de la figura 11.

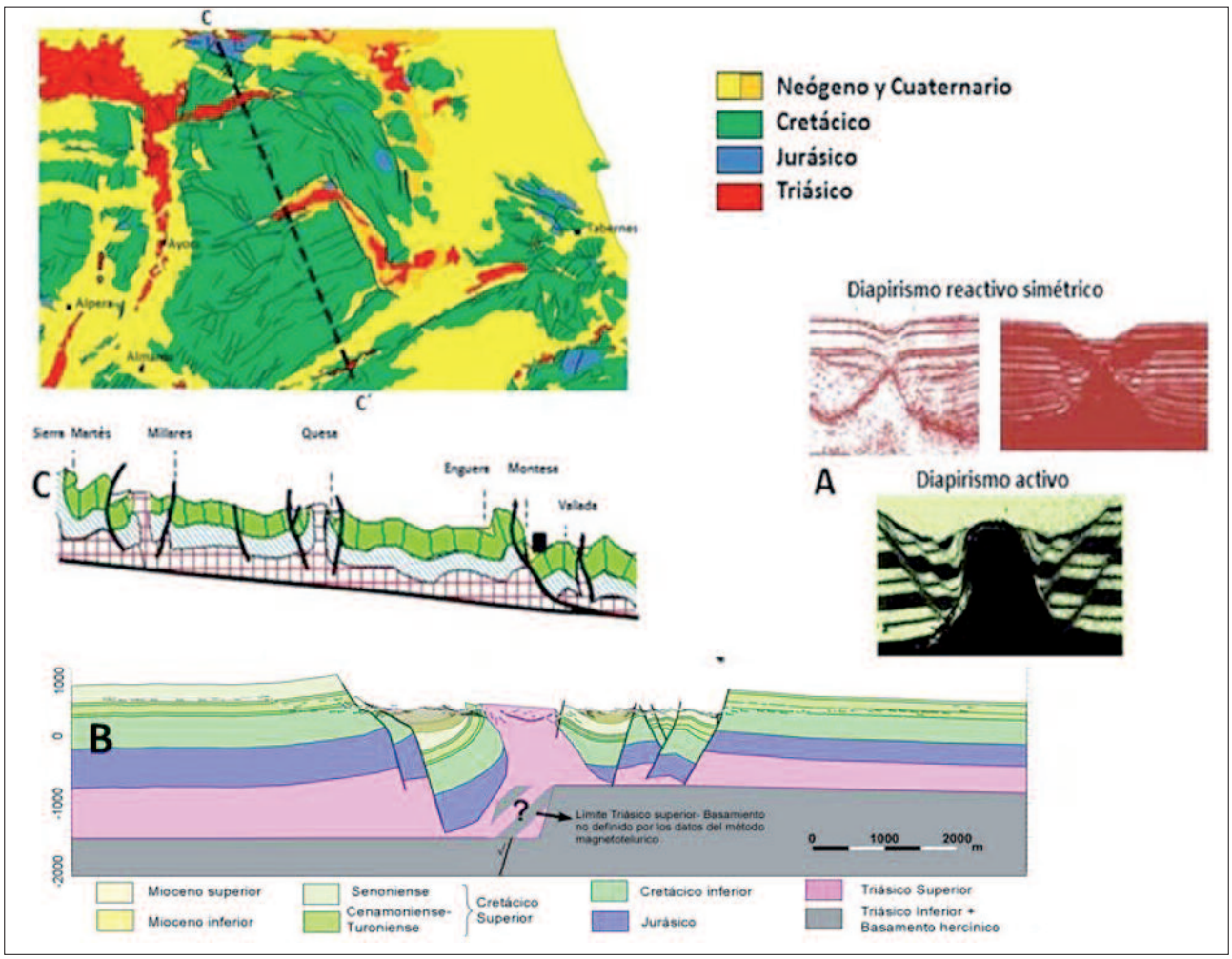

Fig.11.- Diferentes interpretaciones de las fosas con Triásico: A: Jackson y Vendeville (1994). B: Ortí Cabo (1981) y Rubinat *et al*. (2008). C: Este trabajo.

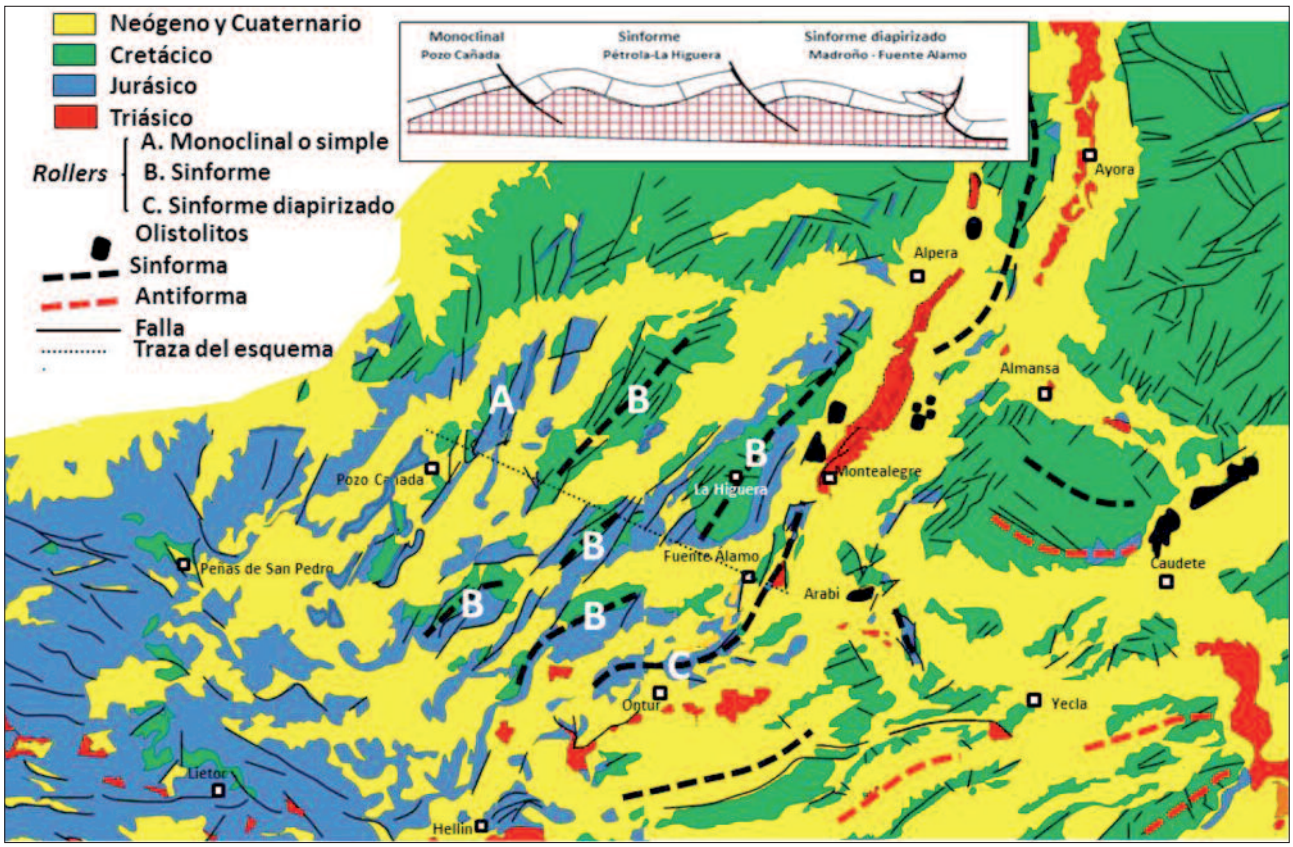

Fig.12.- Los *rollers* del margen noroeste: (A) monoclinal, (B) sinforme y (C) sinforme diapirizado.

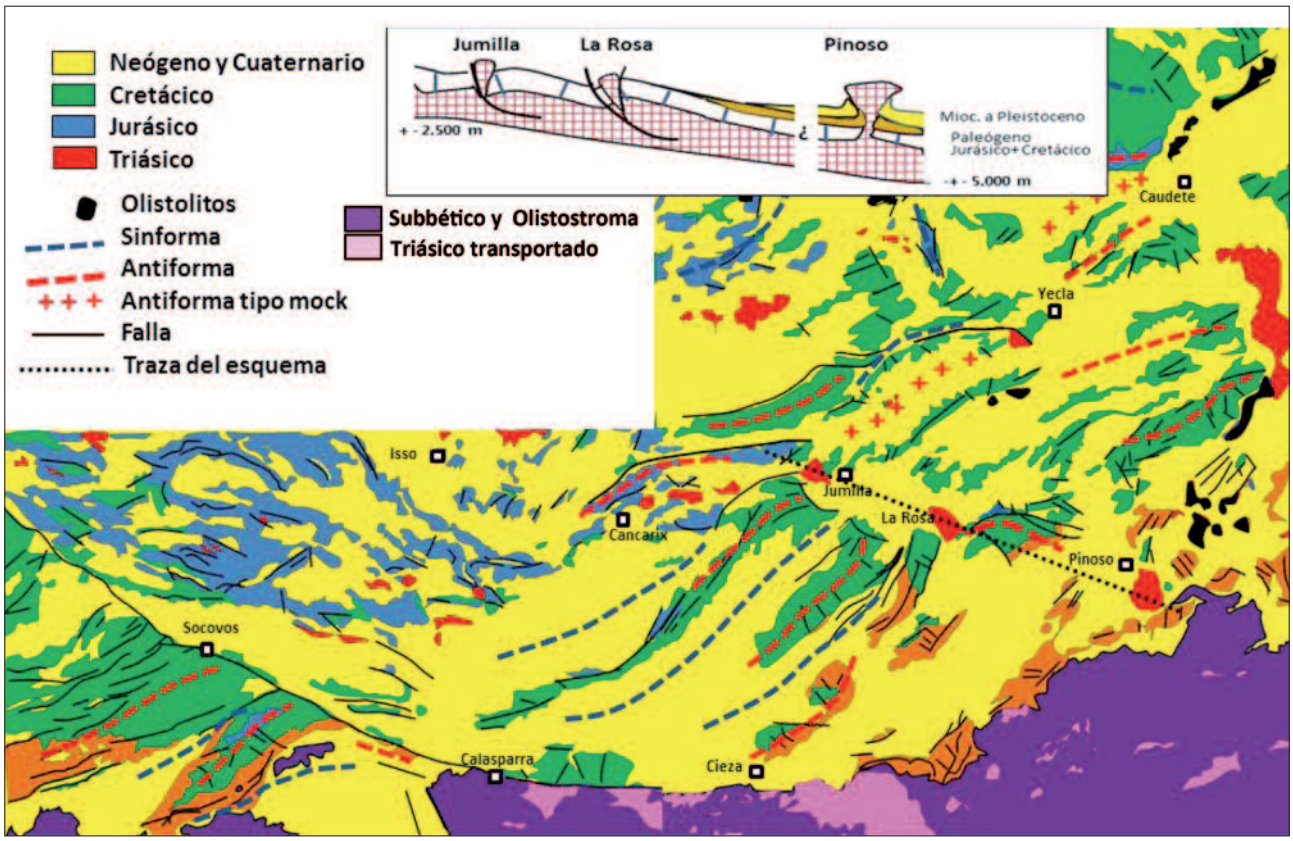

Fig. 13.- Ejemplos de diapiros pasivos y activos generados por fallas de bajo ángulo (Cancarix, Jumilla, Yecla y La Rosa) y diapiros clásicos (Pinoso).

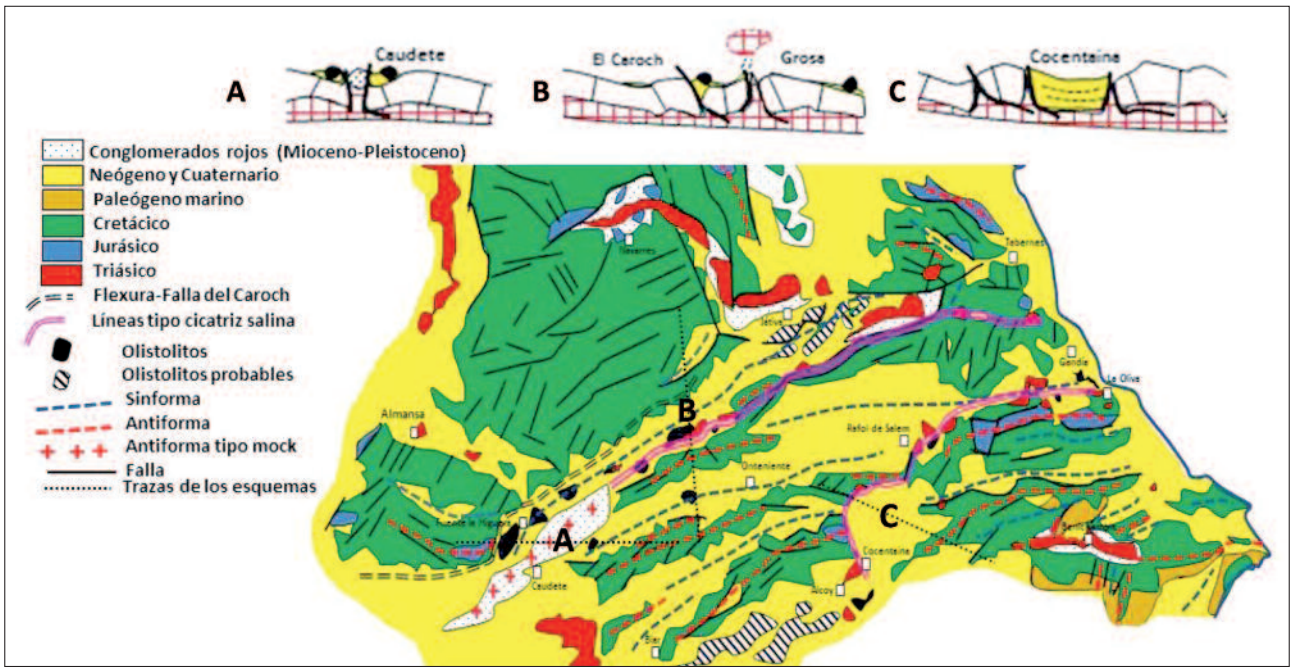

Fig.14.- La flexura del Caroch y las cicatrices salinas de Jaraco-Fuente la Higuera y La Oliva-Cocentaina.

El diapiro de Elda como ejemplo de aquellos que alcanzaron el fondo del mar antes del Mioceno

Aunque existen otros que probablemente también lo hicieron (Castalla, Altea, Benichembla y Pinoso) el diapiro de Elda es un buen ejemplo del diapirismo que, una vez erosionado, siguió siendo moderadamente activo y por ello deformó en antiformas tipo *mock* (colinas de Beties y Bateig) al Mioceno inferior que colmató los surcos erosivos creados sobre su cresta. La manifiesta curvatura de fallas y sinclinales de su entorno es una clara expresión de que en origen es un *raft* de gran volumen que ha sido diapirizado (Fig.15).

Otros motivos destacables se corresponden con: 1) La curvatura de gran radio conformada por las Sierras de Umbría, Zafra y Horna, interpretadas como el sinclinal periférico del tiempo Paleógeno-Mioceno. 2) Los restos de su

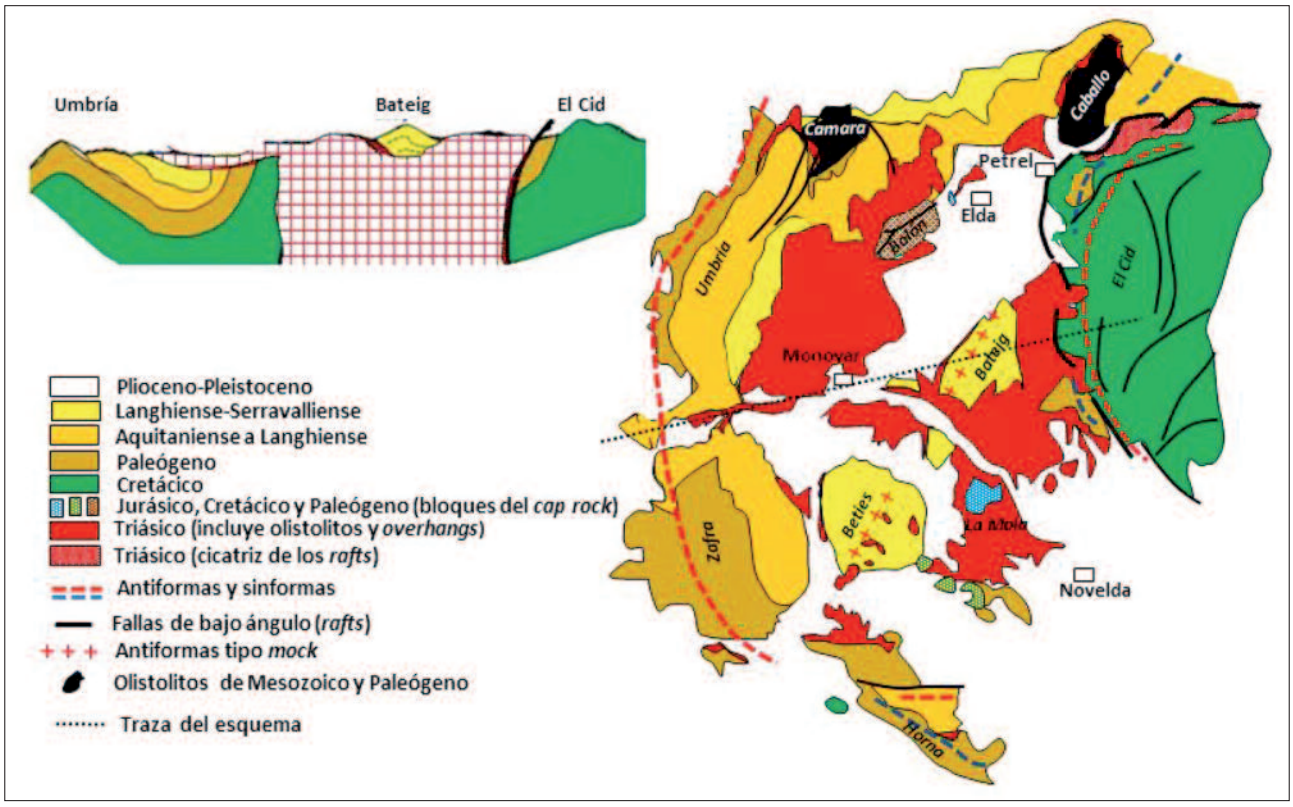

Fig.15.- El diapiro de Elda y los motivos geológicos que lo adornan.

cap rock como los representados por La Mola y Bolón. 3) Los grandes olistolitos de Cámara y Caballo deslizados desde su alta y vieja cresta. 4) Los restos de su *overhang* intramioceno visible en la carretera Monovar-Pinoso entre las Sierras de Umbría y Zafra.

Rafts, antiformas de traza curva y la probable turtle back de Aitana

Las antiformas de traza curva que irradian desde el diapiro de Altea o de lo que queda de una probable gran masa diapírica al Norte y Sur de Agost, muestran una gran dispersión de direcciones de pliegues y fallas que permiten interpretar que diferentes niveles de erosión nos dejan ver geometrías nacidas de fallas hundiendo al Sur (Fig.16) que han sido invertidas en el Paleógeno o en el Mioceno: *rafts* al Norte y Sur de Agost, Sur de Sella (Cabezón de Oro) y Norte de Confrides. El esquema también muestra la presencia de grandes olistolitos, en su mayor parte del Eoceno carbonatado, que deslizaron desde el diapiro de Altea al Mioceno del sinclinal de Benisa y el problemático Puig Campana de materiales del Jurásico Superior-Berriasiense. De este último hay que agregar que un sondeo hidrogeológico realizado en la proximidad de la fuente de Finestrat en la abrupta ladera Sur (Rodríguez Estrella, 1983; García Arostegui *et al*., 2007) corta 50 metros de calizas jurásicas entre dos paquetes miocenos y todo ello a muy poca profundidad. Este dato y la gran cantidad de olistolitos deslizados desde, el hoy arrasado, diapiro de Altea, permite su interpretación como uno más de los olistolitos deslizados desde su cresta extruida, y no como un sorprendente retrocabalgamiento.

Antiformas tipo mock en el Mioceno superior-Pleistoceno

La línea Jumilla-Yecla y Caudete-Fuente la Higuera (Fig.17) muestra una geometría antiformal, con flancos que alcanzan los 30º de buzamiento, que estructura a depósitos continentales tipo conglomerados, arcillas rojas y sedimentos lacustres, que son posteriores al Messiniense marino del sinclinal de Onteniente (Martínez del Olmo y Benzaquen, 1973) y anteriores a los abanicos aluviales y depósitos de ladera que descienden desde las crestas cretácicas que las enmarcan como las Sierras de La Cingla y El Buey. Esta llamativa deformación fue, en su segmento norte, observada por Rodríguez Estrella (1983) y descrita como producto de neotectónica de origen diapírico. Sin embargo, creemos que constituye un magnífico ejemplo de antiforma tipo *mock* que puede explicarse por la disolución y posterior relleno de surcos erosivos creados por disolución sobre anticlinales diapíricos, y la todavía capacidad de la sal residual para migrar y conseguir deformar (Fig. 4) el relleno del surco sedimentario precedente, lo que podríamos llamar neohalocinesis, que expresaría el papel del diapirismo post-tectónico.

El espesor de estos sedimentos de relleno es desconocido, pero en las proximidades de Fuente la Higuera pueden medirse más de 500 m.

En la literatura anglosajona (Vendeville y Jackson, 1991) el espesor del sedimento deformado como antiforma tipo *mock* alcanza hasta la proximidad de la base de la sal. Aceptar esa geometría en las antiformas de Jumilla-Yecla y Caudete-Fuente la Higuera significaría concebir que el espesor de las facies rojas de relleno se aproximara a los 3.000 metros, cifra difícil de aceptar para surcos erosivos tan estrechos como estos, motivo por el que a tales antiformas las podríamos llamar proto o pseudo *mocks.*

Compresión miocena y diapirismo post-tectónico

Los datos precedentes y el fuerte relieve del área prueban que la contracción miocena se produjo en un país muy estructurado por el diapirismo de la sal triásica. Esta compresión promueve: 1) La inversión de muchas fallas. 2) La

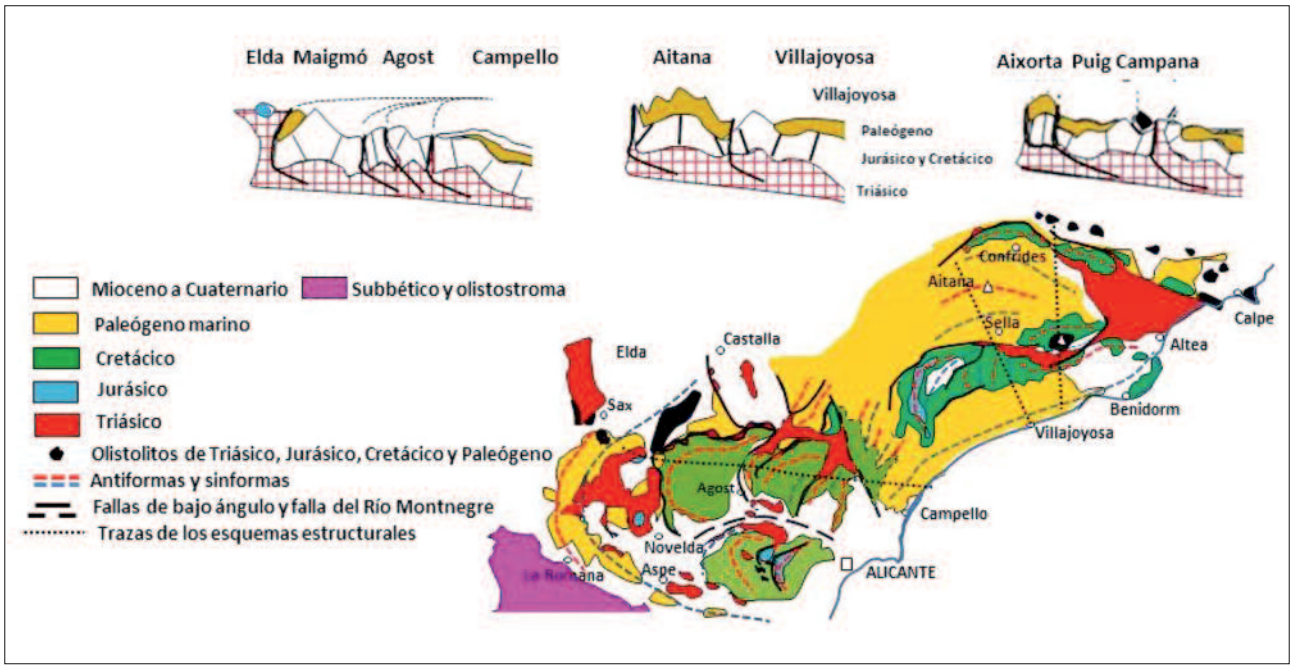

Fig.16.-*Rafts*, antiformas de traza curva, olistolitos y la probable *turtle back* de Aitana.

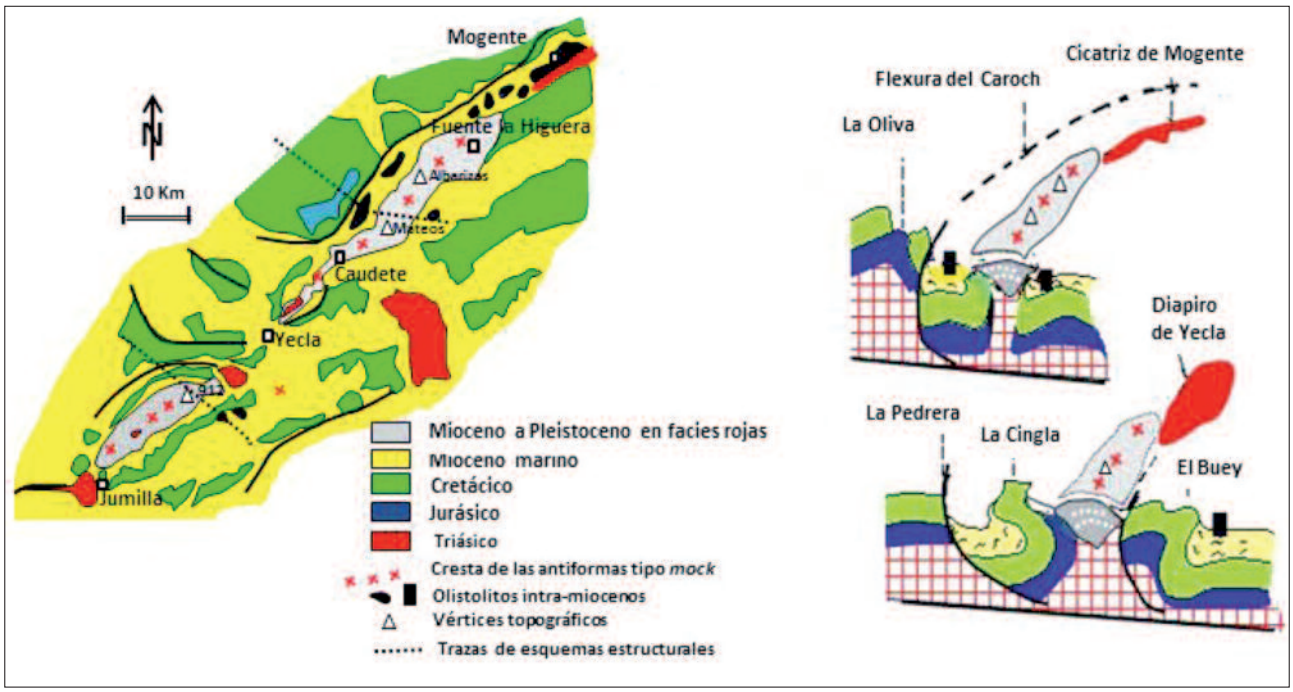

Fig. 17.- Antiformas tipo *mock* de Jumilla-Yecla y Caudete-Fuente la Higuera. (modificado de Martínez del Olmo, 2005).

creación de anticlinales con núcleo diapírico (Mariola, Jumilla-Yecla) que usualmente caracterizan formas tipo champiñón con bóvedas colapsadas y flancos meridionales sub-verticales e incluso invertidos, descritas en Martínez del Olmo y Benzaquen (1973), Rodríguez Estrella (1983), Jackson y Talbot (1989). 3) La asimetría de muchas extrusiones salinas que promueve que los olistolitos que se deslizan hacia el Norte sean mucho más numerosos que los deslizados en otras direcciones. d) La actual alta posición topográfica de los sinclinales periféricos (por ejemplo, El Palomaret en el Norte de Agost) lo que permite diferenciarlos de los sinclinales sin-tectónicos que conforman nuevos surcos sedimentarios del Mioceno marino en un plano estructural mucho más bajo. 4) El colapso de algunas vías de migración-alimentación salina y la consecuente paralización de la actividad diapírica, como es el caso de los pequeños e inactivos diapiros, próximos al arco Alcaraz-Robledo.

De otra parte, dada la edad de los sedimentos continentales rojos involucrados en las antiformas tipo *mock* y en el relleno de las fosas con Triásico, su génesis debe ser asignada a una fase muy tardía que puede estar relacionada con dos procesos muy diferentes: desestabilización y halocinesis de la sal residual presente en viejas crestas diapíricas, y extensión tectónica miocena de ámbito regional como la mostrada en el colindante Golfo de Valencia.

Discusión

La ausencia de una malla de líneas sísmicas más densa que la existente, obliga a la interpretación estructural del Prebético asumiendo dos premisas de partida: los modelos de deformación margen-cuenca de otros muchos márgenes pasivos y salinos, y la deducción del tiempo y el modo en el que la sal triásica y su diapirismo modificó un sistema sedimentario cuya progradación ha permitido la definición de los segmentos paleogeográficos conocidos como Prebético Externo, Prebético Interno, Dominio Intermedio y Subbético.

Son muy escasos los datos (Foucault, 1986; Nieto *et al.*, 1992; Pérez-López, 1992; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Pedrera *et al.*, 2014) relativos al diapirismo sin y post-sedimentario de los materiales del Prebético Interno, Dominio Intermedio y del Subbético, y dado que ambos no contienen diapiros, hoy pasivos y con surcos periféricos con jóvenes sedimentos en facies continentales, parece evidente que la sal triásica, que ambos incluyen, no ha generado un diapirismo posterior a su emplazamiento.

En el Prebético, asumiendo el modelo geológico planteado - fallas normales o de crecimiento que generan *rollers* y *rafts* y que enraízan en la sal - la cantidad de extensión de la cobertera post-salina hubo de ser notable (De Ruig, 1992 y 1995; Martínez del Olmo *et al.*, 1998 y 2005). Su acomodación debió de producir un diapirismo que se propagaría hacia cuenca (Prebético Interno) porque la sal sería obligada a migrar hacia ella según el modelo descrito en Dillon *et al.* (1982). Este hecho impide asegurar que las capas salinas originales eran más espesas en el Dominio Intermedio que en el Prebético Interno, aunque por simple, pero realmente desconocida, distribución paleogeográfica del Triásico, es muy probable que sí lo fuesen.

La extensión del margen debió de ser compensada por un proceso semejante al que explica los cabalgamientos de pie de talud (*toe thrust*). Estos cabalgamientos hacia el Sur deberían encontrarse en el Subbético y podrían estar representados por las frecuentes cizallas, prácticamente planas, presentes en muchos de sus afloramientos, coincidiendo con lo que Paul Fallot (1944 y 1948) denominó *rabotage basal o ablation basal*, motivo por el que podemos pre-

guntarnos, si muchos de ellos, representan olistolitos sin-sedimentarios con el Mesozoico del Subbético (*v.g.* La Peña de Martos) o afloramientos, de interpretación difícil, de los cabalgamientos de pie de talud generados durante el Mesozoico por una larga fase de extensión tectónica que se inició en el Jurásico.

Si en el Prebético hemos interpretado que muchos de los llamados cabalgamientos con suela de Triásico responden a otro modelo estructural, que su desplazamiento es usualmente moderado y que no son tan numerosos como frecuentemente se ha interpretado, es posible deducir que el acortamiento compresivo, en muchos casos, no llegó a superar la extensión previa producida por el diapirismo reactivo asimétrico de *rollers y rafts* (Martínez del Olmo *et al*., 2013) dato avalado por algunas líneas sísmicas como el ejemplo recogido en la figura 18.

La ausencia de mapas de isopacas precisos, de líneas sísmicas de alta calidad y los bajos ritmos o tasas de sedimentación de la plataforma interna, plantean otro problema de difícil solución, que no es otro que discernir si todas las fallas, hoy visibles, están relacionadas con el diapirismo pre-tectónico. A esta pregunta, lo único que puede responderse es que aquellas que se relacionan con *rollers y rafts* y muestran afloramientos más o menos complejos y discontinuos de Triásico, deberían estar relacionadas con ese diapirismo pre-tectónico.

Dado que en el Prebético Externo existen cicatrices salinas con antiformas adosadas a uno y otro lado (Valladar-Ollería-Jaraco), facies de *slump* en el Cretácico de facies someras (Mogente) etc., es evidente que tanto el Prebético Externo como el Interno fueron retomados por la compresión tectónica miocena cuando el diapirismo había alcanzado geometrías muy desarrolladas. La diferencia en la estructuración final de ambos dominios radica en la mayor cantidad de extensión y rotación de los bloques de muro que el diapirismo asimétrico reactivo (*rafts*) había generado en el Prebético Interno. De ahí que la inversión tectónica miocena retomase múltiples direcciones en la que fue llamada (Martínez del Olmo *et al*., 1986) banda Multidireccional y las dos posibles, Ibérica y Bética, en las bandas Unidireccionales del Prebético Externo e Ibérico de Valencia. Ahora bien, la gran dificultad está en conocer si los anticlinales diapíricos del Prebético Externo son absolutamente nuevos, creados por la tectónica compresiva allí donde no había relieve estructural de origen diapírico o como parece más probable, son producto del rejuego de *rollers* menos desarrollados, pero semejantes a los de la plataforma externa.

De otra parte, es evidente que tanto la estructuración diapírica extensional (*rollers y rafts*) como la inversión tectónica miocena (Moseley *et al*., 1981) crearon un mayor grado de deformación en el Prebético Interno que en el Externo y que ambas fueron discontinuas o polifásicas, tal y como permiten interpretar las edades en las que las masas salinas alcanzaron la superficie y las discordancias intramiocenas visibles en los modernos sinclinales sin-tectónicos.

Después de la fase tectónica compresiva del Mioceno, el diapirismo continuó activo allí donde las vías de migración salina permanecían abiertas y la sal no se había agotado (diapiros pasivos de hoy y *mocks* deformando a facies rojas del Plio-Pleistoceno) o donde una fase de extensión

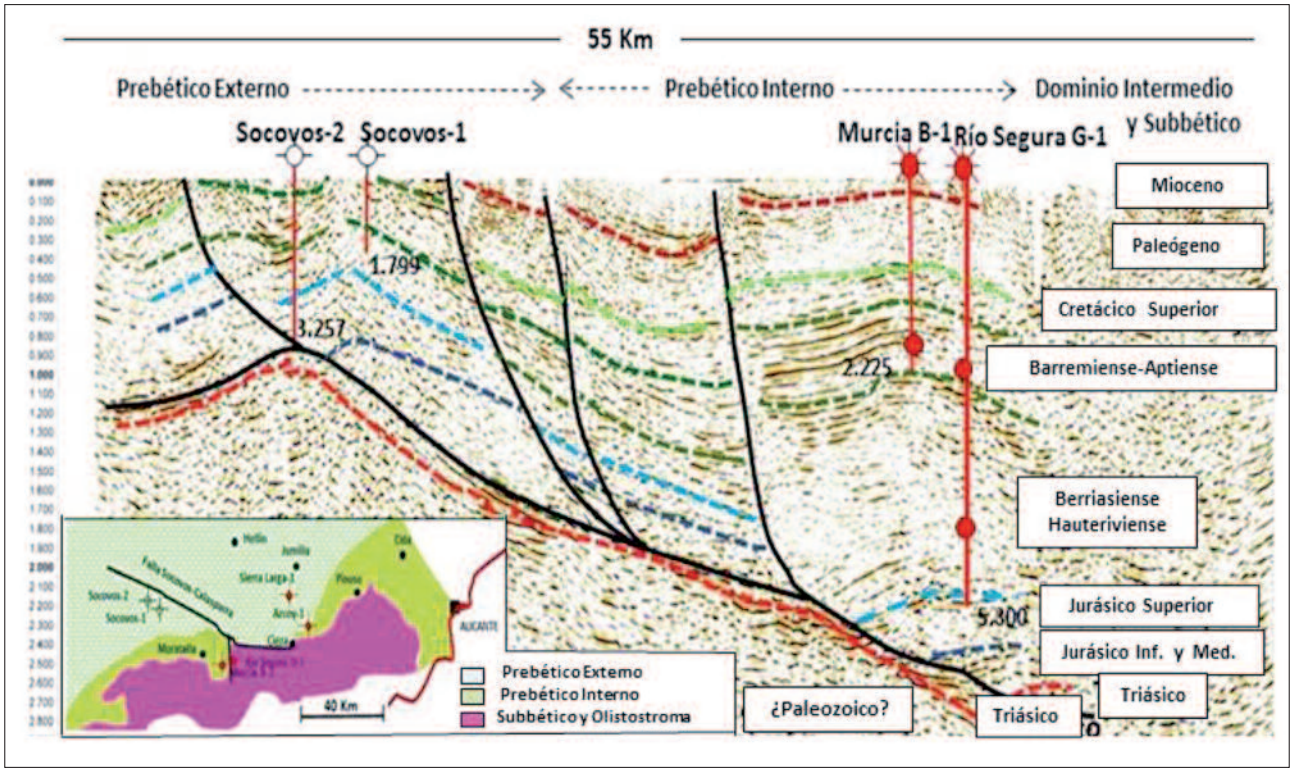

Fig. 18.- Interpretación de las líneas sísmicas Rs-6 y Rs-20 con Estratigrafía controlada por sondeos. Nótese. a) El aumento de espesor del Kimmeridgiense (Socovos-2) y del Berriasiense-Hauteriviense (Río Segura G-1) merced a fallas de crecimiento hundiendo al Sur, y como ellas han sido moderadamente o no invertidas por la compresión miocena. b) El *detachemnet* basal intra-Triásico.

tectónica tardía propició un nuevo diapirismo reactivo y simétrico, como el probablemente representado por las fosas con Triásico.

Con todo lo expuesto, puede interpretarse que, el diapirismo progresó desde la cuenca hacia el margen. ¿Esto quiere decir que se inició antes en la cuenca? Creemos que sí, pero no podemos asegurarlo. Por esto interpretamos que estamos ante una nueva indicación de que el diapirismo se inició muy temprano, quizás en el Jurásico Medio, y que las fallas extensionales de bajo ángulo, los deslizamientos y los colapsos del talud fueron el primer motor desencadenante. Este hecho es muy usual en todas las cuencas salinas y es por ello por lo que los sedimentos post-salinos de facies marina se conforman con: 1) Una suave pendiente deposicional hacia cuenca. 2) El desarrollo en la cobertera post-salina tanto de fallas gravitacionales hundiendo hacia cuenca en los sucesivos taludes progradantes del margen, como por la distorsión que la sobrecarga (*overburden*) post-salina, introducen las progradaciones, sus espacios de acomodación y los cambios de facies. 3) Y finalmente, la migración salina de margen a cuenca (Dillon *et al*., 1982) debida al complejo y polifásico despegue basal extensivo que desplaza hacia cuenca las masas salinas.

Ese diapírico y extensional *detachement* basal, es posiblemente y por sectores, el precursor del despegue regional contractivo entre el zócalo y la cobertera de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Razón por la que el límite norte de la extensión en el Prebético, no puede ser interpretado como resuelto en una única línea estructural regional, de más de 140 kilómetros de longitud (Vilas y Querol, 1999), que no escalona o solapa las fallas de crecimiento y que diferenciaría un Prebético meridional de dos dominios septentrionales denominados Ibérico y de Albacete; entre otras cosas porque especialmente el llamado dominio de Albacete es Prebético Externo y también fue deformado por la extensión supra-triásica puesta en evidencia por los *rollers* del margen N-NO dibujados en la figura 12, y porque los motivos litoestratigráficos en que se apoya tal interpretación no son sólo producto de la extensión, sino también de la diferenciación y progradación sedimentaria margen-cuenca.

En resumen, es evidente que la contaminación sedimentaria por cantos blandos, cuarzos bipiramidados, láminas de Triásico y olistolitos, indica que el diapirismo consiguió formas altamente evolucionadas desde el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior en el Prebético Interno y desde el Cretácico Superior en el Prebético Externo; lo que expresa que, como mínimo, en el Cretácico el fondo marino era ya un lugar donde el diapirismo pasivo era frecuente.

Sabiendo que un diapiro pasivo representa la punta del iceberg de la halocinesis, cuatro preguntas son inevitables y difíciles de responder: 1) ¿Todas las fallas hoy visibles fueron originadas por la fase extensional salina? 2) ¿La contracción miocena acortó la totalidad de la extensión previa? 3) ¿El fuerte relieve actual es únicamente producto de la compresión miocena? 4) ¿El Dominio Intermedio y el Subbético, que se interpretan en continuidad sedimentaria con el Prebético Interno, fueron afectados (Flinch *et al.,* 1996, Berástegui *et al*., 1998) por los cabalgamientos de pie de talud de vergencia sur? A las dos primeras preguntas, la respuesta más admisible es no. A la tercera debe asignarse sí, y para la cuarta, debe responderse que, aunque conceptualmente, es muy posible, al día de hoy, no existen datos que permitan asegurarlo, porque las escasas líneas sísmicas existentes no alcanzan a definir una estructuración mesozoica en un dominio geológico muy deformado y complejo.

Conclusiones

El Prebético ha alcanzado su actual nivel de estructuración merced a la superposición en el tiempo de tres episodios principales: diapirismo mesozoico, compresión miocena y diapirismo post-tectónico. El diapirismo durante el Mesozoico fue inducido por: 1) La sedimentación en el Triásico de capas de sal (Ortí Cabo, 1973; Suárez Alba *et al.,* 2005) en las formaciones Jarafuel y Quesa. 2) La progradación sedimentaria de la cobertera supra-salina, que acompañada por una notable fracturación sin-sedimentaria, iniciada en el Jurásico Inferior, crea diferencias de sobrecarga (*overburden*) sobre las todavía poco profundas sales del Triásico. 3) La precoz pendiente hacia cuenca que estas capas salinas tomaron por efecto de una subsidencia térmica iniciada en el Jurásico Medio.

Desde el Jurásico Medio, tiempo en el que se conforma el primer talud sedimentario notable (Martínez del Olmo, 1996), hasta el Mioceno, la cuenca continúa en extensión y ella provoca un diapirismo reactivo asimétrico que genera numerosos *rollers-rafts*. Este diapirismo es tanto más activo cuanto más al sudeste, donde la sal ha sido regionalmente obligada a migrar (Jackson y Talbot, 1986; Jackson y Vendeville, 1994; Hudec y Jackson, 2004, 2007) y donde las fallas y el incremento de facies arcillosas han proporcionado un camino más fácil a las extrusiones salinas. Hechos que causaron una creciente extensión y rotación de los *hanging walls* y un mayor despegue entre los sedimentos pre y post-salinos; este es el origen de las diversas direcciones estructurales presentes en el Prebético Interno, que tiempo después, fueron retomadas por la compresión miocena.

La extensión jurásica, cretácica y paleógena tuvo que ser compensada por una contracción tipo *toe thrust* en el Subbético y posiblemente en el Dominio Intermedio más septentrional, y aunque el acortamiento consecuente y sus efectos son, en gran medida, desconocidos (Nieto *et al.,* 1992; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994) ella debió de desencadenar el diapirismo contractivo en las paleogeografías más meridionales, lo que quizás implicó que en ellas, las extrusiones salinas ya no poseían vías de alimentación, razón posible por la que las masas salinas no alcanzaran la superficie y produjeran un diapirismo pasivo.

La contracción miocena, que se superpone al intenso diapirismo mesozoico y paleógeno, produce: 1) El colapso de muchas vías de migración salina allí donde la contracción tectónica fue más intensa. 2) La inversión de muchas fallas, tanto más evidente cuanto más rotadas y diapirizados

eran los *rollers y rafts* originales. 3) La creación de anticlinales diapíricos en la llamada banda Unidireccional, posiblemente nacidos de alargados colchones salinos que hoy presentan una incipiente actividad diapírica con morfologías tipo champiñón y colapso de las bóvedas. 4) La posibilidad de poder diferenciar lo que fueron las largas sinformas periféricas de los genuinos sinclinales sin-tectónicos, pues respectivamente están ubicados en una elevada (*v.g.* el sinclinal del Palomaret al Norte de Agost) y deprimida posición estructural (*v.g.* el sinclinal de la Sierra del Caballo). 5) El deslizamiento desde los *cap rocks* de las crestas extruidas de muchos olistolitos intra-miocenos hacia el Norte y pocos, aunque frecuentes, en otras direcciones.

La edad de los depósitos que están deformados como *mocks* o rellenando los bloques hundidos de las fosas con Triásico, indican una fase muy tardía que se entiende relacionada con dos procesos muy diferentes: 1) Erosión por disolución de crestas salinas y relleno de los surcos creados por facies rojas del Plio-Plesistoceno y neo-halocinésis o diapirismo post-tectónico por la migración de la sal residual a los flancos de estos tardíos depocentros. 2) Diapirismo reactivo simétrico, quizás inducido por una extensión tectónica miocena de ámbito regional (Soler y José *et al*., 1983; Álvarez de Buergo y Meléndez-Hevia, 1994) que alcanza su mayor expresión en el vecino Golfo de Valencia.

Agradecimientos

Nuestro sincero agradecimiento a L. M. Nieto (editor), a dos revisores anónimos, y a Oil and Gas Capital s.l. por las facilidades prestadas para la realización de este trabajo.

Bibliografía

Álvarez de Buergo, E. y Meléndez-Hevia, F. (1994): Características generales de las subcuencas del margen penisular mediterráneo (Rift del Surco de Valencia). *Acta Geológica Hispánica,* 29, 1:67-79.

Azema, J. (1977): Ètude geologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d´Alicante et de Murcia (Espagne). Tesis Univ. Paris, 396 pp.

Berástegui, X., Banks, C. J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporates at the southern margin of the Guadalquivir Basin. Spain. 49-68.

Brinkmann, R. (1931): Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. *Publicación Extraordinaria sobre Geología de España (1948),* 4: 305-431.

Castro, J. M., De Gea, G. A., Ruiz-Ortiz, P. A., Nieto, L. M. (2008): Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin: the Valanginian–Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain). *Cretaceous Research,* 29: 848-860

Davison, I., Alsop, G. I. y Blundell, D. J. (1996): Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. 1-10.

De Ruig, M. J. (1992): Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE. Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation. Tesis Univ. Utrecht, 207 pp.

De Ruig, M. J. (1995): Extensional diapirism in the eastern Prebetic Fold belt, Southeastern Spain. En: *Salt tectonic: a global perspective* (M. P. A. Jackson., D. G. Roberts y S. Snelson, Eds.). *AAPG Memoir 65,* 353-367.

Dillon, W. P., Popenoe, P., Groe, J. A., Klitgord, K. D., Switf, B. A., Paul, C.K. and Cashman, K. V. (1982): Growth Faulting and Salt Diapirism: Their Relationship and Central Trough North America. 34: 21-46.

Fallot, P. (1944): Sur le rôle des ablations basales dans la nappe Subbétique. *Comptes Rendus de la Academie de Sciences de Paris,* 218: 240-241.

Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos,* VIII: 83-172.

Flinch, J. F., Bally, A. y Wu, S. (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allochton in the Betic Cordillera in Spain. *Geology,* 24: 67-70.

Foucault, A. (1986): Le diapirisme des terrains triassiques au Secondaire et au Tertiary dans le Subbetique de NE de la province de Grenade. *Bulletin Societé Geologique de France*, 7: 527-536.

Fourcade, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Ibériques (Sud-Est de Espagne). Tesis Universidad de Paris, 427 pp.

García Arostegui, J. L., Hornero Díaz, J. E., Aragón Rueda, R., Rodríguez Hernández, L., Hernández Bravo, J. A. y Fernández Mejuto, M. (2007): Acuíferos de Sierra Aitana y su entorno. *IGME-DPA:* 103pp.

Ge, H., Jackson, M. P. A. y Vendeville, B. C. (1997): Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bulletin,* 81: 398-423.

Ge, H., Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., Maler, M. O. y Handschy, J. (1997): Deformation of Prograding Wedges over a Ductile Layer -Applications of Physical Models to Geologic Examples. *Gulf Coast Association,* XLVII: 177-184.

Ge, H. y Jackson, M. P. A. (1998): Physical modeling of structures formed by salt withdrawal: Implications for deformation caused by salt dissolution. *AAPG. Bulletin,* 82: 228-250.

Hudec, M. R. y Jackson, M. P. A. (2002): Structural segmentation, inversion and salt tectonics on a passive margin: evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society American Bulletin,*114: 1222-1244.

Hudec, M. R. y Jackson, M. P. A. (2004): Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. *AAPG Bulletin,* 88: 971-990.

Hudec, M. y Jackson, M., (2007): Terra infirma: understanding salt tectonics. *Earth-Science Review*, 82: 1-28.

Jackson, M. P. A. y Talbot, C. J. (1989): Anatomy of mushroom-shaped diapirs. *Journal Structural Geology,* 11: 211-230.

Jackson, M. P. A. y Talbot, C. J. (1986): External kinematics of salt pillows shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Geological Society of American Bulletin,* 97: 305-323.

Jackson, M. P. A. y Vendeville, B. C. (1994): Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of American Bulletin, 196:* 57-73.

Jérez Mir L. (1973): Geología de la Zona Prebética en la Transversal Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis Universidad de Granada, 750 pp.

Letouzey, J., Colleta, B., Vially, R. y Chermette, J. C. (1995): Evolution of salt-related structures in compressional settings. *AAPG Memoir 65: Salt tectonics*, 29-40.

Mancheño Jiménez, M. A. y Rodriguez Estrella, T. (1985): Geología de los diapiros triásicos en el NE de la provincia de Murcia. *Estudios Geológicos,* 41: 189-200.

Martínez del Olmo, W. y Benzaquen, M. (1973): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 820 (Onteniente) Serie Magna a escala 1:50.000. *IGME, Madrid*

Martínez del Olmo, W., Leret, G. y Megías, A. G. (1982): El Límite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior en la Zona Prebética. *Cuadernos de Geología Ibérica,* 8: 597-614.

Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G. y Suárez Alba, J. (1985): Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético Oriental (Provincia de Alicante). *Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo,* 15: 147-151.

Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G. y Suárez Alba, J. (1986): La estructuración diapírica del sector Prebético. *Geogaceta,*1: 43-44.

Martínez del Olmo, W. (1996): Secuencias de depósito y estructuración diapírica en el Mesozoico y Neógeno del Prebético y Golfo de Valencia desde sondeos y líneas sísmicas. Tesis Universidad Complutense. Madrid, 439 pp.

Martínez del Olmo, W. (1998): Diapirismo de sales triásicas: consecuencias estructurales y sedimentarias en el Prebético Oriental (Cordillera Bética, SE. España*). Libro Homenaje J. Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. Madrid*, 175-187.

Martínez del Olmo, W., Martínez Cabañas, W., Malagón Luesma, J., Hernández Parras, E., Klimowitz, J. y Serrano Oñate, A. (1999): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba a partir de algunos pozos profundos: olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, SO de España). *En: Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. Madrid,* 190-197.

Martínez del Olmo, W. y Suárez Alba, J. (2004): El diapirismo salino y la discordancia de Minateda (Prebético, SE. de España). *Geotemas,* 6(2): 91-94.

Martínez del Olmo, W. (2005): Guía de campo. El diapirismo salino en el Prebético e Ibérico. En: *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. 25 aniversario* (W. Martínez del Olmo, Ed.) Madrid, 223-268.

Martínez del Olmo, W., Martín. D. y Motis, K. (2013): El Cretácico del Prebético Interno en la región de Moratalla (Murcia, SE. España). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 26: 13-22.

Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J.P. y Lecanu, H. (1997): Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology,* 19: 1219-1230.

Moseley, F. (1973): Diapiric and gravity tectonics in the Prebetic (Sierra Bernia) of southeast Spain. *Boletín Geológico y Minero,* 84: 114-126.

Moseley, F., Cutell, J. C., Lange, E. W., Stevens, D. y Warbrick, J. R. (1981): Alpine tectonic and diapiric structures in the Pre-Betic zone Southeast. *Journal of Structural Geology,* 3: 237-251.

Navarro Hervás, F. y Rodríguez Estrella, T. (1985): Características morfoestructurales de los diapiros triásicos de Hellín, Ontur, La Celia, Jumilla, La Rosa y Pinoso en las provincias de Albacete, Murcia y Alicante. *Papeles de Geografía,* 10: 47-68.

Nieto, L. M., Molina, J. M. y Ruíz-Ortíz, P. A. (1992): Influencia de la tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al Sur de la provincia de Jaén (Zona Subbética). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 5: 95-112.

Ortí Cabo. F. (1973): El Keuper del levante Español. Litoestratigrafía, petrografía y paleogeografía de la cuenca. Tesis Univ. Barcelona, 174 pp.

Ortí Cabo, F. (1981): Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo en el sector valenciano (España). *Estudios Geológicos,* 37: 245-256.

Pedrera, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J. y García-Lobón, J. L. (2014): Control of preexisting faults and near-surface diapirs on geometry and kinematics of fold-and-thrust belts (Internal Prebetic, Eastern Betic Cordillera). *Journal Geodynamic*, 77: 135–148.

Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 7: 141-153.

Pérez-López, A. (1992): El Trías de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética. Tesis Universidad de Granada, 400 pp.

Roca, E., Anadón, P., Utrillas, R y Vazquez, A. (1996): Rise, closure and reactivation of the Bicorb-Quesa evaporitic diapir, eastern Prebetics, Spain. *Journal of the Geological Society, London,* 153: 311-321

Roca, E., Sans, M. y Koyi, H. A. (2006): Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *AAPG Bulletin,* 90:115–136.

Rodríguez Estrella, T. (1983): Neotectónica relacionada con las estructuras diapíricas en el sureste de la península ibérica. *Tecniterrae* 9: 51.

Rondel, H. S. y Gaag, P. D. V. (1986): A two stage diapiric events in the Eastern Prebetic. *Estudios Geológicos,* 42: 117-125.

Rubinat, M., Rosell, O., Ledo, J., Roca, E., Bausá, J., Carmona A., Falgás, E., Quintá, A., Marin, M. A., Melendez, A. y Queralt, P. (2008): Caracterización del diapiro de Bicorb-Quesa (sistema Bético Externo, Valencia) utilizando el método magnetotelúrico. *Geotemas,* 10: 303-306.

Ruíz-Ortiz, P. A., Gea, G. A., Castro. J. M., García-García, F., Molina, J. M. y Nieto, L. M. (2014): Datos y reflexiones para la reconstrucción paleogeográfica de un sector centro-septentrional (entre Bedmar y Jaén) de la Cordillera Bética durante el Cretácico Inferior. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 27:111-126.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographic context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research,* 4: 21-26.

Soler y José, R., Martínez del Olmo, W., Megías, A. G. y Abeger, J. A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español. *Mediterránea Servicio Geológico,* 1: 71-82.

Suárez Alba, J. (2005): La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy. A Well log Interpretation. En: *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. 25 aniversario* (W. Martínez del Olmo Ed.). Madrid, 89-103.

Vendeville, B. C. y Jackson, M. P. A. (1992): The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology,* 9: 354-371.

Verrier, G. L. y Castello Branco, F. (1972): La fosse Tertiary et le gisement de Quenguela-Nord (Bassin de Cuanza). *Révue du Institute Français du Pétrol,* 27: 51-72.

Vilas, L. y Querol, R. (1999): El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia. *Libro Homenaje a José Ramiréz del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. Madrid,* 219-226.

Wenger, R. (1972): La deformation diapiric: evolution structural. *Elf Aquitaine. Manual Interno*: 38 pp.

Manuscrito recibido el 7-10-2015
Recibida la revisión el 20-03-2015
Aceptado el manuscrito revisado el 6-04-2015