

Estructura de las sales messinienses y de los depósitos sincinemáticos asociados en el sector Noreste del surco de Valencia

M. SANS y F. SÀBAT

Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques.

Departament Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, Facultat de Geologia, E-08071 Barcelona

RESUMEN

Se describen tres tipos principales de acumulaciones salinas a partir de la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión de las campañas ENIEPSA-MAP-77 (1977) y WESTERN GEOPHYSICAL COMPANY OF AMERICA-MEDS (1973) en el sector norte del surco de Valencia. Los principales tipos de estructuras salinas son rollers de sal, almohadillas y diapiros que se disponen en tres cinturones paralelos al límite de la sal messiniense.

Los roller de sal se forman en el margen de la cuenca, donde la base de la sal tiene una pendiente elevada. Existen dos grupos de almohadillas, unas de pequeño tamaño y localizadas al pie del talud, a continuación de los rollers de sal, y otras de mayor tamaño situadas en el centro de la cuenca y separadas de las anteriores por una zona en la que la sal no está deformada. Por último, los diapiros se encuentran en la zona más profunda de la cuenca y a continuación del segundo grupo de almohadillas.

El estudio de los sedimentos sincinemáticos relacionados con las diferentes estructuras permite determinar su cronología relativa y proponer una evolución para el conjunto de las acumulaciones salinas. Los rollers de sal del pie del talud messiniense son las primeras estructuras que se forman (inicio del Plioceno), se deben a procesos de inestabilidad, y son progresivamente más modernos cuanto más altos se encuentran en el talud. La extensión que se produce en los rollers de sal se compensa parcialmente en sus propios roll-overs y en las almohadillas de pequeño tamaño que se encuentran al pie del talud. Las grandes almohadillas de la zona más profunda de la cuenca son del Plioceno inferior y se deben a procesos de carga diferencial relacionados con el funcionamiento del abanico submarino del Surco de Valencia. Estas estructuras, con el tiempo, se propagan hacia la costa.

Actualmente la actividad de los rollers de sal ha cesado casi com-

pletamente mientras que las almohadillas y diapiros del centro de la cuenca siguen siendo activos y deforman el fondo marino actual.

Palabras clave: Surco de Valencia. Plioceno. Sales messinienses. Rollers de sal. Almohadillas. Sedimentos sincinemáticos. Raft tectonics.

ABSTRACT

Structure of the Messinian salt deposits and their synkinematic deposits in the NE Valencia Trough (NW Mediterranean)

Three main types of messinian salt accumulation structures are described from the interpretation of the ENIEPSA-MAP77 (1977) and WESTERN GEOPHYSICAL COMPANY OF AMERICA-MEDS (1973) seismic profiles of the northern area of the Valencia Trough (3°30'-5°30'E, 42°30'-40°00'N). Salt rollers, pillows and diapirs form three belts parallel to the contour of the Messinian salt limit. Salt rollers are located in the margin of the evaporitic basin, where the base of the salt has a dip of up to 5°. The extension achieved in the salt rollers area is accommodated by the roll-overs and the small pillows that develop basinward. The instability processes of the slope start the raft tectonics observed in this area. In the center of the basin, on the other hand, where the salt base is horizontal, bigger structures (pillows and diapirs) develop due to differential loading processes linked to the growing of the Valencia fan. Pillows are the most common structures and are separated from the diapirs of the deepest part of the basin by a syncline under which there is a salt weld. The diapirs are very scarce and show, as a main characteristic, the absence of secondary rim synclines.

The evolution model for the whole basin, inferred from the study of the syn-kinematic sediments related to all the structures and the correlation of six guide reflectors through out the basin, is complex. The

western margin of the basin, where the salt rollers develop, shows that the salt rollers migrate upward in the slope and that the small pillows (sector I) have a direction of migration from the bottom of the slope toward the basin. On the other hand, the big pillows (sector II) and the scarce diapirs of the center of the basin show a landward migration from the deepest parts of the basin. The two pillow areas, sector I and sector II, are separated by an area of no deformation where the salt is 800 m thick which confirms the idea of no linkage between the two zones and two different origins for the margin and deep salt accumulation structures.

The age of formation of these structures is lower Pliocene. Salt rollers are the first ones and the big pillows start growing later on. At present, the marginal salt rollers are inactive whereas the big pillows are still active as can be seen by the deformation they create at the sea bottom topography.

Keywords. Valencia Trough. Pliocene. Messinian salt. Salt rollers. Pillows. Syn-kinematic sediments. Raft tectonics.

INTRODUCCIÓN

El Messiniense es una etapa crítica en la evolución neógena del mar Mediterráneo y su interpretación es controvertida. Su incomunicación con los demás océanos y su consiguiente descenso del nivel del mar, constituye un acontecimiento fundamental en la evolución de la cuenca. La regresión marina asociada a este descenso dio como resultado la profunda erosión de los márgenes de las cuencas mediterráneas y la deposición de una gran potencia de sedimentos evaporíticos en las áreas centrales y más profundas de la cuenca (Figura 1; Cita, 1973 y 1974; Cita y Ryan, 1978; Stampfli y Hoecker, 1989). Estos sedimentos evaporíticos incluyen una potente capa de sales (0-1500 m) (Hsü *et al.*, 1978; Montadert *et al.*, 1970 y 1978) que durante el Plioceno y el Cuaternario se han deformado, causando la inestabilidad del talud y condicionando la deposición terrígena.

La estructuración de las sales messinienses es un fenómeno presente en todo el Mediterráneo. Algunos de los ejemplos mejor conocidos se encuentran frente a las costas de Israel y Egipto (Garfunkel, 1984) y en el Golfo de León y el mar Ligur (Le Cann, 1987; Burollet y Biramjee, 1974; Canals, 1985, Alonso *et al.*, 1991). En el Golfo de León se han descrito tres anillos concéntricos de almohadillas de diferentes edades, así como un conjunto de importantes diapiros que rodean al abanico del Pequeño Ródano (Gennesseaux y Vanney, 1979). La evolución de las estructuras salinas influye directamente en la geometría de los depósitos Plio-cuaternarios (Canals, 1985; Alonso *et al.*, 1991), ya que los sinclinales periféricos actúan como trampas para los sedimentos (Got, 1973). En el mar Ligur, la distribución y disposición de

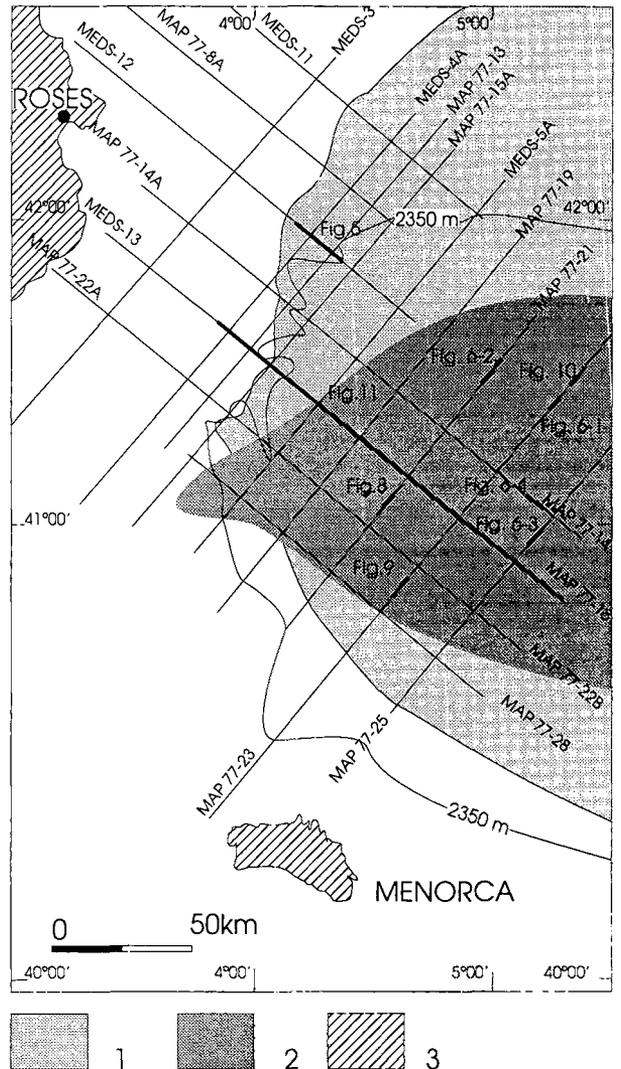


Figura 1. Mapa de la zona de estudio. En él se sitúan los perfiles sísmicos estudiados y las figuras que se presentan en este trabajo. La isobata de 2.350 m se ha calculado a partir de los perfiles estudiados. 1. Sales messinienses. 2. Extensión del abanico submarino del surco de Valencia, 3. Zonas emergidas.

Figure 1. Map of the study area. Location of the seismic profiles studied and the figures presented in this paper. The 2,350 m isobath has been calculated from the seismic profiles. 1. Messinian salt, 2. Valencia fan, 3. Emerged areas.

las estructuras salinas y su evolución están directamente condicionadas por la tectónica regional (Le Cann, 1987), así como por la presencia de los abanicos del Ródano y del Var cuyos grandes espesores de sedimentos inhiben la ascensión de la sal bajo ellos pero favorecen el crecimiento de anticlinales salinos a su alrededor, especialmente en el caso del Ródano.

En las costas de Israel (Garfunkel, 1984) se han descrito fenómenos de inestabilidad de talud debidos a la fa-

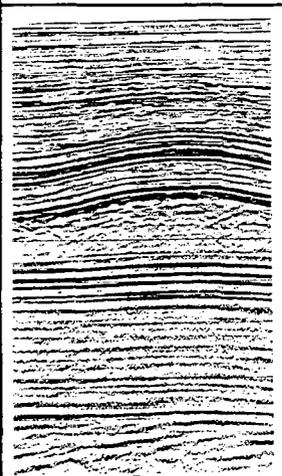
FACIES SISMICA	VELOCIDAD m/s	POTENCIA m	UNIDAD	EDAD	
	1600-2800	300-1500	POST-MESINIENSE	CUATERNARIO PLIOCENO	SINCINEMATICO
	3200-3500	500-600	EVAPORITAS SUP.	MESINIENSE	
	4200-4500	0-3000	SAL		
	3400-4500	0-4000	EVAPORITAS INF.		TORTONIENSE AQUITANIENSE
			PREMESINIENSE	OLIGOCENO SUP.	
	>4700		BASAMENTO	SINRIFT	
				OLIGOCENO	

Figura 2. Columna sismoestratigráfica y principales características de las unidades diferenciadas en la zona estudiada.
Figure 2. Main characteristics of the seismostratigraphic units that have been distinguished in the study area.

ilidad de deformación de las sales messiniense y a la presencia de arcillas sometidas a sobrepresión. Las estructuras resultantes son muy similares a las que describiremos para el sector estudiado.

El objetivo de este trabajo es describir las estructuras de las sales messinienses, discutir su origen y evolución, y estudiar la geometría de los sedimentos plio-cuaternarios que se depositaron sincrónicamente a la formación de las acumulaciones salinas. La metodología utilizada consiste en la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión de las campañas ENIEMSA-MAP-77 (1977) y WESTERN GEOPHYSICAL COMPANY OF AMERICA-MEDS (1973). El área de estudio (Fig.1) corresponde a la zona de enlace entre el surco de Valencia y la cuenca Provenzal (entre la costa catalana y la isla de Menorca (3°30'-5°30'E, 42°30'-40°00'N).

Estas dos cuencas neógenas son el resultado de un proceso de rifting que se inició en el Eoceno superior en el norte de Europa y se extendió hasta el mar de Alborán (Julivert *et al.*, 1972; Vegas y Banda, 1982). Este rifting está asociado a un adelgazamiento de la corteza y un ascenso del manto (Mauffret *et al.*; 1978, Burrus, 1986 y Dañobeitia *et al.*, 1990). Las curvas de subsidencia de las dos cuencas son típicas de zonas de rifting y señalan una subsidencia rápida durante el Oligoceno-Mioceno inferior y un decrecimiento de ésta desde el Mioceno medio (Bessis, 1986; Burrus *et al.*, 1987 y Roca *et al.*, 1990). En este área la potencia de las evaporitas messi-

nienses disminuye desde el centro de la cuenca Provenzal hacia el surco de Valencia (Montadert *et al.*, 1978), donde lateralmente pasan a sedimentos clásticos y a una superficie de erosión (Cita, 1974 y Stampfli y Höcker, 1989). Las sales messinienses constituyen, en esta zona, el nivel de despegue de un conjunto de bloques formados por el propio paquete salino, las evaporitas del Messiniense superior y los sedimentos pliocenos y cuaternarios constituyendo un ejemplo típico de "raft-tectonics" (Gaullier *et al.*, 1993; Jackson y Talbot, 1994). La sedimentación pliocena y cuaternaria del Surco de Valencia se caracteriza por la entrada de materiales terrígenos a la cuenca principalmente por parte del río Ebro mientras que el drenaje submarino se realiza a través de un valle de dirección suroeste-noreste situado en la parte central del Surco que desemboca en el abanico submarino del Surco de Valencia situado al norte de Menorca (Field y Gardner, 1990; Alonso *et al.*, 1991; Fig.1).

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades sismoestratigráficas utilizadas en este trabajo y sus características más relevantes se han resumido en la Figura 2. Todas las unidades principales (zócalo acústico, sucesión neógena pre-messiniense, sucesión messiniense y sucesión plio-cuaternaria) se encuentran limitadas por discordancias que en la zona abisal pueden presentar una geometría paraconcordante.

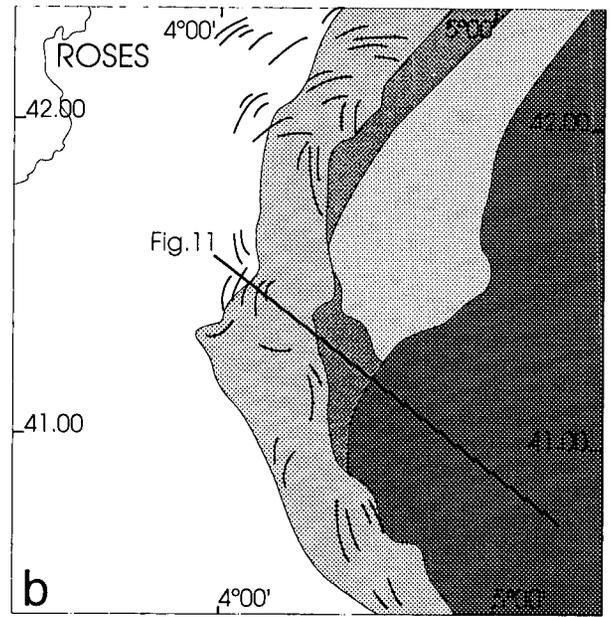
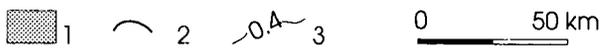
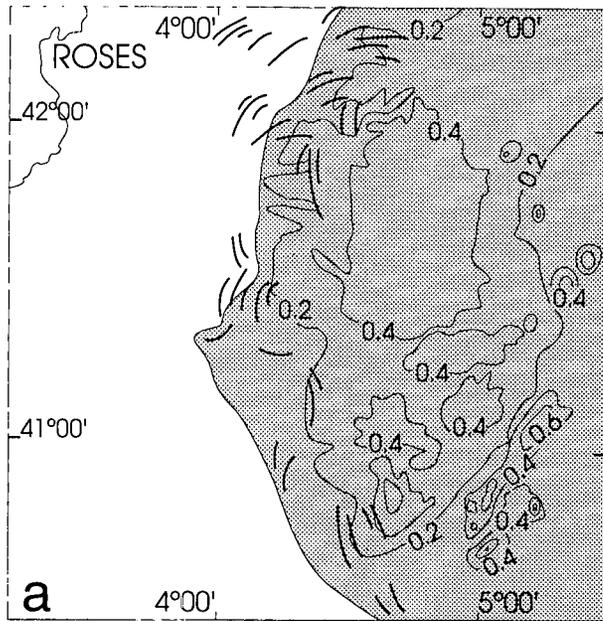


Figura 3. **a)** Mapa de isopacas en tiempo doble (segundos) de las sales messinienses. 1. Sal messiniense, 2. Fallas asociadas a los rollers, 3. Isopacas en tiempo doble (segundos). **b)** Distribución de los diferentes tipos de estructuras salinas en la zona estudiada. 1. Zona de rollers de sal, 2. Zona de pequeñas almohadillas (sector I), 3. Zona de sal no deformada, 4. Zona de grandes almohadillas (sector II) y diapiros. Escala gráfica en 3a.

Figure 3. **a)** Isopach map in double travel time of the messinian salt in the study area. 1. Messinian salt, 2. Salt rollers faults, 3. Isopaches in double travel time (seconds). **b)** Distribution of the main types of salt-accumulation structures in the study area. 1. Salt rollers, 2. Small pillows (sector I), 3. Not deformed area, 4. Big pillows (sector II) and diapirs. Graphic scale in 3a.

Zócalo acústico

En esta zona, el zócalo acústico puede estar formado tanto por corteza continental como por corteza oceánica de transición. En el primer caso puede tratarse de sedimentos paleozoicos, mesozoicos e incluso paleógenos (Stoekinger, 1976 y Dañobeitia *et al.*, 1990). En el segundo caso, se trataría de corteza de transición como la descrita por Mauffret *et al.*, (1992) en el ESP#2. El límite entre los dos tipos de corteza se sitúa en la zona de cambio de buzamiento del reflector techo del zócalo acústico (Burrus, 1984), que pasa de buzarse hacia la cuenca en el sector con corteza continental a buzarse hacia el margen catalán en el sector con corteza de transición. La corteza oceánica de transición se caracteriza por presentar una superficie mucho más ondulada que la corteza continental.

Unidades de relleno

Dentro de las unidades de relleno neógenas de la cuenca distinguimos entre las sucesiones pre-messiniense, messiniense y plio-cuaternaria.

La sucesión pre-messiniense se caracteriza por la gran continuidad de sus reflexiones, la constancia de su facies y velocidad sísmica (Fig. 2). Su potencia puede ser de hasta 3.000 m y comprende sedimentos que por correlación con otras áreas como las fosas de Barcelona y Sant Feliu, y la plataforma de Tarragona tienen edades comprendidas entre el Oligoceno superior y el Messiniense (Medialdea *et al.*, 1989; Clavell y Berástegui, 1992; Bartrina *et al.*, 1992). El límite superior de esta unidad se ha situado en la base de la unidad salina messiniense. El carácter erosivo de este límite se hace evidente hacia el margen de la cuenca mientras que en la zona abisal, donde existen los depósitos de evaporitas, su carácter erosivo se puede observar sólo muy localmente.

Según Montadert *et al.* (1978), la sucesión messiniense puede ser subdividida en tres unidades: evaporitas inferiores, unidad salina y evaporitas superiores. La unidad salina puede llegar a tener 1.000 m de potencia y se caracteriza por su sismofacies transparente y una velocidad comprendida entre 4.200 y 4.500 m/s. Las evaporitas superiores son expansivas sobre la unidad salina,

presentan una gran continuidad lateral en la zona de estudio y sus características sísmicas son muy homogéneas (Fig. 2).

Por último, la sucesión plio-cuaternaria está formada por turbiditas y sedimentos pelágicos (Stoeckinger, 1976; García Siñeriz *et al.* 1979 y Clavell y Berástegui, 1991) y es claramente sincinemática con la formación de las acumulaciones de las sales messinienses. Sus variaciones de potencia son enormes (entre 300 y 1.500 m) y reflejan el crecimiento de las estructuras.

ESTRUCTURAS DE ACUMULACIÓN SALINA Y SU EVOLUCIÓN EN EL TIEMPO

En la zona estudiada se pueden reconocer tres tipos principales de estructuras salinas, rollers de sal, almohadillas y diapiros. Estos tres tipos de estructuras se distribuyen en la cuenca desde el margen hacia el interior en tres cinturones paralelos al límite de la sal messiniense (Fig. 3).

Rollers de sal

Los rollers de sal son acumulaciones de sal caracterizadas por tener morfología anticlinal, en el cual un flanco es concordante con la estratificación mientras que el otro está limitado por una falla (Bally, 1981). Es característico de estas estructuras que entre la falla y el anticlinal de bloque superior o "roll-over" se origine una depresión asimétrica o en forma de cuña que se rellena con sedimentos sincinemáticos (Fig. 4). Estos sedimentos recubren progresivamente al "roll-over" y sus reflectores internos se disponen en abanico abierto hacia la falla. Los sedimentos depositados en periodos de no actividad muestran paralelismo entre los reflectores. La geometría interna de las cuñas de sedimentos reflejan la evolución de la actividad de cada roller de sal y la superposición de las distintas cuñas indican la cronología relativa de los rollers de sal adyacentes.

En la zona de estudio estas estructuras se hallan situadas en un cinturón de 40 Km de ancho situado paralelamente al margen de la cuenca evaporítica messiniense. La acumulación de sal en estas estructuras está comprendida entre los 850 y los 1.000 m. Los rollers de sal son el reflejo de una extensión "thin-skin" que se produce por encima de la capa salina. Este tipo de tectónica recibe el nombre de "raft-tectonics", pues produce la individualización de bloques, "rafts", limitados por dos fallas entre las cuales la capa salina puede llegar a perder

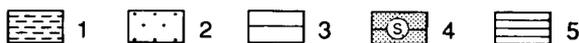
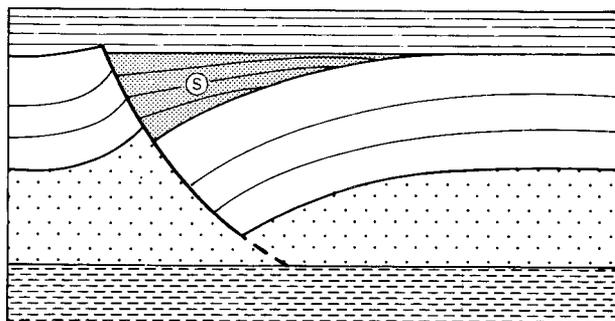
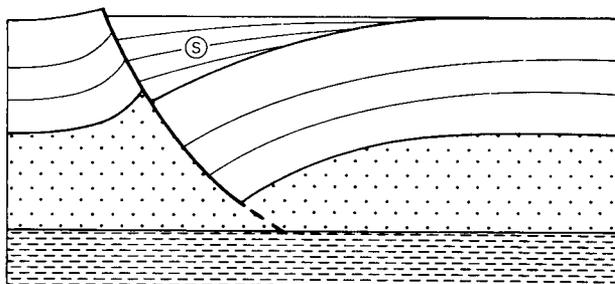
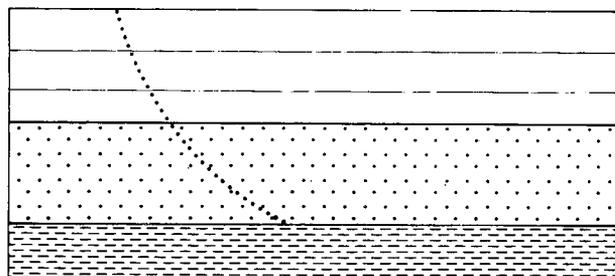


Figura 4. Esquema de la formación de un roller de sal y de la relación geométrica entre los sedimentos pre-cinématicos, sincinématicos y post-cinématicos. Los sedimentos pre y post-cinématicos no presentan cambios de potencia importantes, mientras que los sedimentos sincinématicos muestran una geometría en abanico en la que los reflectores divergen hacia la falla. 1. Sucesión pre-sal, 2. Sal, 3. Sedimentos pre-cinématicos, 4. Sedimentos sincinématicos, 5. Sedimentos post-cinématicos.

Figure 4. Cartoon of the formation of a salt roller and the geometrical relationships between pre-kinematic, synkinematic and post-kinematic sediments. Pre and post kinematic sediments do not show any thickness variation whereas the synkinematic sediments display a fan geometry with divergent reflectors towards the fault plane. 1. Pre-salt sediments, 2. Salt, 3. Pre-kinematic sediments, 4. Synkinematic sediments, 5. Post-kinematic sediments.

su continuidad (Jackson y Talbot, 1994). En la zona estudiada las fracturas relacionadas con los *rollers* de sal pueden ser dirigidas tanto hacia el centro como hacia el margen de la cuenca. Las primeras se agrupan en conjuntos de varias fallas con una separación entre sí de unos 10 Km. Las dirigidas hacia el margen son menos frecuentes y distan entre ellas unos 20 Km. Las cuñas sedimentarias que se forman por la interrelación de los dos sistemas de fallas pueden ser muy complejas, pero su interpretación es de suma importancia para la determinación de la cronología de la formación de los *rollers* de sal (Sans y Sàbat, 1993).

El estudio de las cuñas de sedimentos asociadas a los *rollers* de sal ha permitido diferenciar dos zonas en las que la evolución de los *rollers* de sal es distinta. Estas dos zonas corresponden al margen oeste y sur de la cuenca evaporítica. En el primero de estos márgenes las cuñas de sedimentos se forman justo a techo de las evaporitas superiores, lo que indica que la formación de los *rollers* de sal en este área es Plioceno inferior. En este margen los *rollers* de sal se propagan desde la base del talud hacia la parte superior (Fig. 5); la deformación migra hacia la costa y llegan a desplazar el límite deposicional de la sal. Por otro lado, los *rollers* de sal del margen sur de la cuenca son de edad ligeramente posterior a los del margen oeste y el registro de su actividad en las cuñas sedimentarias indica que permanecen activos durante más tiempo que los anteriores y en el mismo lugar. Su localización espacial está determinada por la reactivación de una falla de zócalo (Sans, 1991).

Almohadillas

Las almohadillas son acumulaciones de sal que como mínimo duplican la potencia inicial de sal. Estas estructuras producen un abombamiento importante en la cobertera y crean un sinclinal a su alrededor donde se depositarán los sedimentos sin y post cinemáticos. La geometría de los sedimentos sin y post-cinemáticos depositados sobre la almohadilla y en el sinclinal periférico nos servirá para el estudio de la evolución de la almohadilla.

En la zona de estudio las almohadillas se encuentran en la llanura abisal, situadas entre el cinturón de *rollers* de sal y los diapiros. Dentro de esta gran área podemos distinguir dos sectores. Un sector marginal (sector I), adyacente al cinturón de *rollers* de sal, en el que las almohadillas son de pequeño tamaño y tienen una longitud de onda inferior a los 10 Km; y un sector central (sector II) en el que las almohadillas son de mayor tamaño. Estos

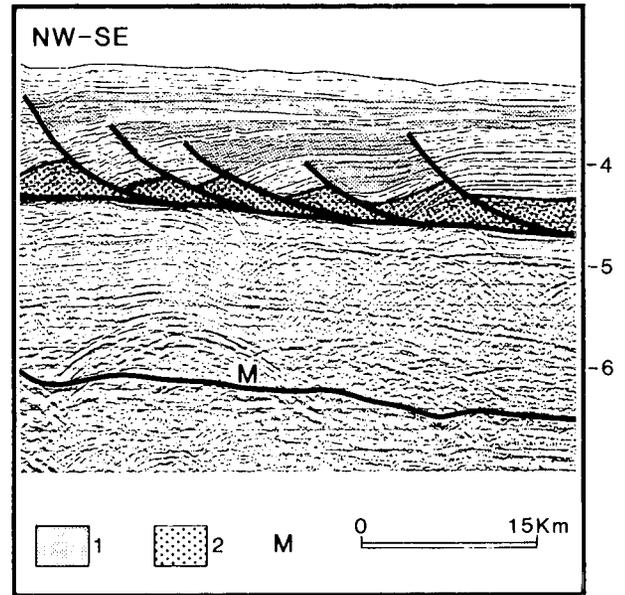


Figura 5. Los *rollers* de sal del margen oeste de la cuenca son más modernos hacia arriba del talud (hacia el NW). La datación se realiza a partir de la superposición de la cuñas de sedimentos sincinemáticos tal como se muestra en este perfil que corresponde a la base del talud (perfil MEDS-12, sp 1530) (modificado de Sans y Sàbat, 1993). 1. Sal, 2. Cuñas sedimentarias, M. Múltiple. Escala vertical en tiempo doble (segundos).

Figure 5. The superposition of the synkinematic sedimentary wedges in the western margin of the evaporitic basin reflects that the younger salt rollers develop higher up in the slope. This profile (MEDS-13, sp 1530) corresponds to the base of the slope and the salt rollers are younger towards the NW (modified from Sans and Sàbat, 1993). 1. Salt, 2. Synkinematic wedges, M. Multiple. Vertical scale in double travel time (seconds).

dos sectores están separados por una zona donde la capa de sal no está deformada (Fig. 3).

Las grandes almohadillas del centro de la cuenca (sector II), tienen la planta circular y en corte son claramente asimétricas. Su longitud de onda media está comprendida entre 10 y 15 Km y su amplitud media es de 1.400 a 1.600 m. Los sinclinales periféricos se sitúan, normalmente, entre 2,5 y 5 Km de la cresta de la almohadilla. Los sinclinales son más amplios que los anticlinales en una relación de 3:2. Los sedimentos que recubren estas almohadillas presentan cambios laterales de potencia importantes. El adelgazamiento de los sedimentos en la cresta es generalmente del 65%, aunque puede oscilar entre un 25% y un 85%. La asimetría de las almohadillas se muestra en el buzamiento desigual de los flancos, la diferente potencia de sal que se encuentra en la zona adyacente a la almohadilla y a la disposición no simétrica respecto a la cresta de la almohadilla del sinclinal periférico.

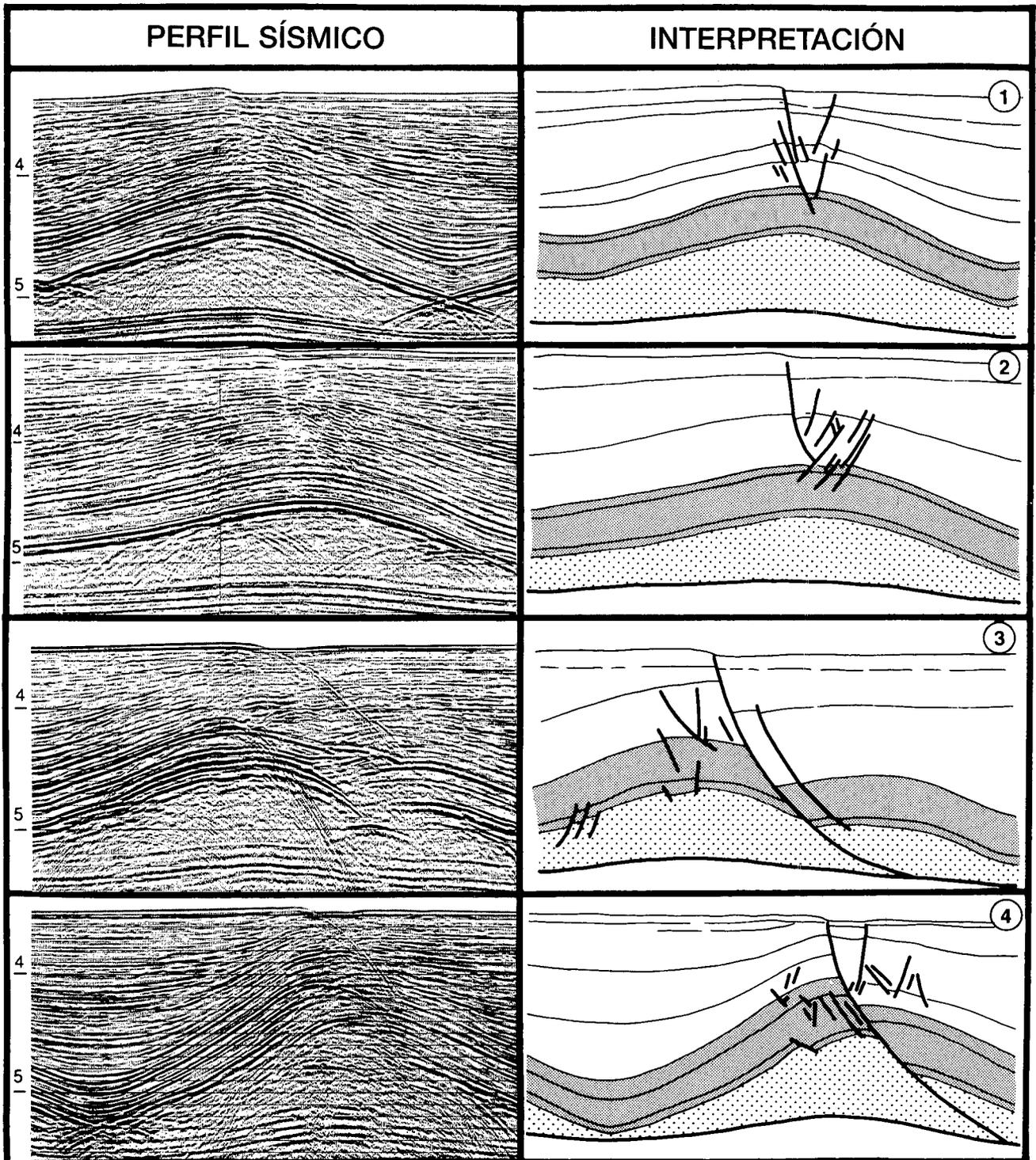


Figura 6. Ejemplos de fracturación de las almohadillas. El aumento de fracturación de las almohadillas se relaciona con el incremento de buzamiento de los flancos y con estadios progresivamente más avanzados de su evolución. Ver situación de estas almohadillas en la figura 1.

Figure 6. Examples of different crestal-fractures geometry in pillows. The increase in size and number of fractures in the crest of the pillows is interpreted to be related with an increase in the limbs dip and to represent more evolved stages of the pillow growth. See the location of these pillows in figure 1.

Las almohadillas del sector central (sector II) presentan un conjunto de fallas normales en su cresta. Esta fracturación es más importante en las almohadillas situadas más hacia el centro de la cuenca que son las de amplitud mayor y corresponden a un estadio de evolución más avanzado. Esta evolución en el espacio y en el tiempo queda reflejada en los cuatro ejemplos de la Figura 6.

En el primer ejemplo vemos una almohadilla casi simétrica que presenta un sistema de fallas incipiente en su cresta (Fig. 6-1, MAP-77/23, sp 1090). La geometría de estas fallas es planar y se disponen radialmente desde el centro de la almohadilla; este estadio de fracturación sería comparable al estadio 1 de fracturación descrito por Jenyon (1988). Estas fracturas pueden producir, como en este caso, una fosa en la cresta de la almohadilla debido al colapso de la cobertera o a la disolución de la sal, en el caso de que las fallas la alcancen y permitan la circulación de agua. Estas fosas pueden quedar fosilizadas por los sedimentos más altos de la serie (cuaternarios) o pueden afectar al fondo marino actual indicando que su actividad persiste.

En el segundo ejemplo, la fracturación también es incipiente, pero la almohadilla es claramente asimétrica (Fig. 6-2, MAP-77/21, sp 660). En este caso las fallas de la cresta también muestran una disposición asimétrica y su desarrollo es desigual en los dos flancos. La aportación de sal desde el flanco derecho ha sido mayor, resultando un buzamiento mayor de este flanco de la almohadilla que concentra el mayor desarrollo de fallas. Esta asimetría impide la formación de una fosa como en el caso anterior, y se desarrolla, en cambio, un escalón en el fondo marino actual lo que indica que la falla es activa.

El tercer ejemplo (Fig. 6-3, MAP-77/25, sp 425) muestra un estadio más avanzado de fracturación. Las pequeñas fracturas de la cresta de la almohadilla corresponden a las observadas en los ejemplos de las Figuras 6 a y b, y posiblemente se han formado en un primer estadio. En un segundo estadio se han desarrollado fallas en los flancos debidas a la inestabilidad gravitacional asociada a su aumento de buzamiento (Jenyon, 1988). Si el buzamiento continua aumentando porque la sal sigue fluyendo hacia la almohadilla, los flancos colapsarán. Entonces estas fracturas atravesarán la sal y se enraizarán en el nivel de despegue. La Figura 6c muestra una almohadilla asimétrica en la que las fallas de colapso se han desarrollado únicamente en un flanco.

En el último ejemplo (Fig. 6-4, map-77/14, sp 510) se observa una fracturación importante en la cresta de la al-

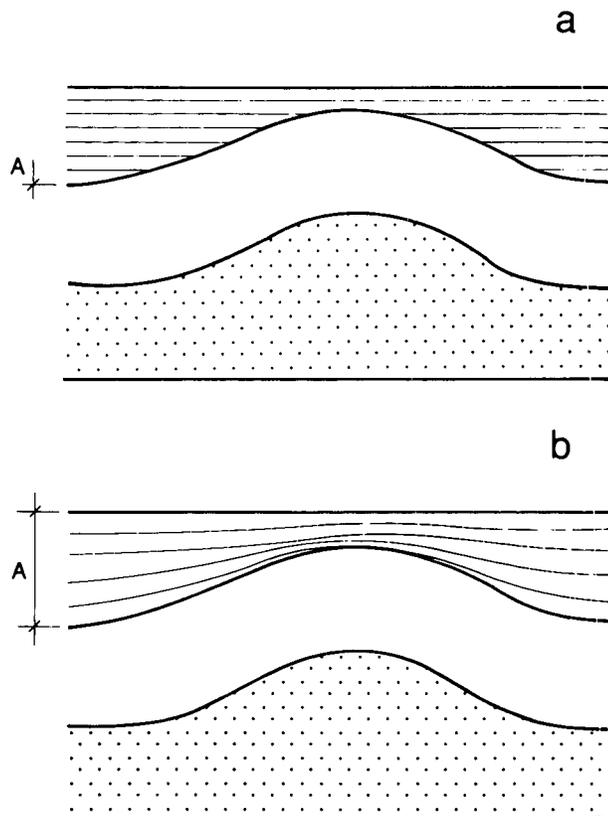


Figura 7. La geometría de los sedimentos sincinemáticos y post-cinemáticos permite la datación relativa de las almohadillas. Se pueden distinguir dos geometrías extremas: a) "onlap". b) pliegue amortiguado. En el primer caso el movimiento de la sal queda registrado en el intervalo A que se sitúa entre el último reflector deformado y el primero que solapa. En el segundo queda registrado en el intervalo A que comprende al conjunto de reflectores que presentan una variación de potencia. La sal se representa con trama punteada.

Figure 7. Salt movement can be recorded in the synkinematic sediments in two extreme geometries: a) onlap, b) growth fold. In these cartoons the interval of salt movement has been marked with the letter A. In the first case the interval is located between the last deformed reflector and the first one to onlap, whereas in the second case the A interval comprises the reflectors that show a thickness variation. Salt is represented by the dotted hatch.

mohadilla que da lugar a la formación de una fosa central que afecta al fondo marino. Una de las fallas del primer estadio de fracturación, situada en la cresta de la almohadilla, toma una morfología lístrica, afecta a toda la sal y se enraiza en el nivel de despegue. También se observa el desarrollo inicial de algunas fallas antitéticas a esta. Este es un caso muy favorable para que la sal perfore la cobertera y la almohadilla evolucione a diapiro.

Para el estudio del crecimiento de las almohadillas se ha utilizado, igual que para el estudio de los rollers de sal, el análisis geométrico de los sedimentos sincinemá-

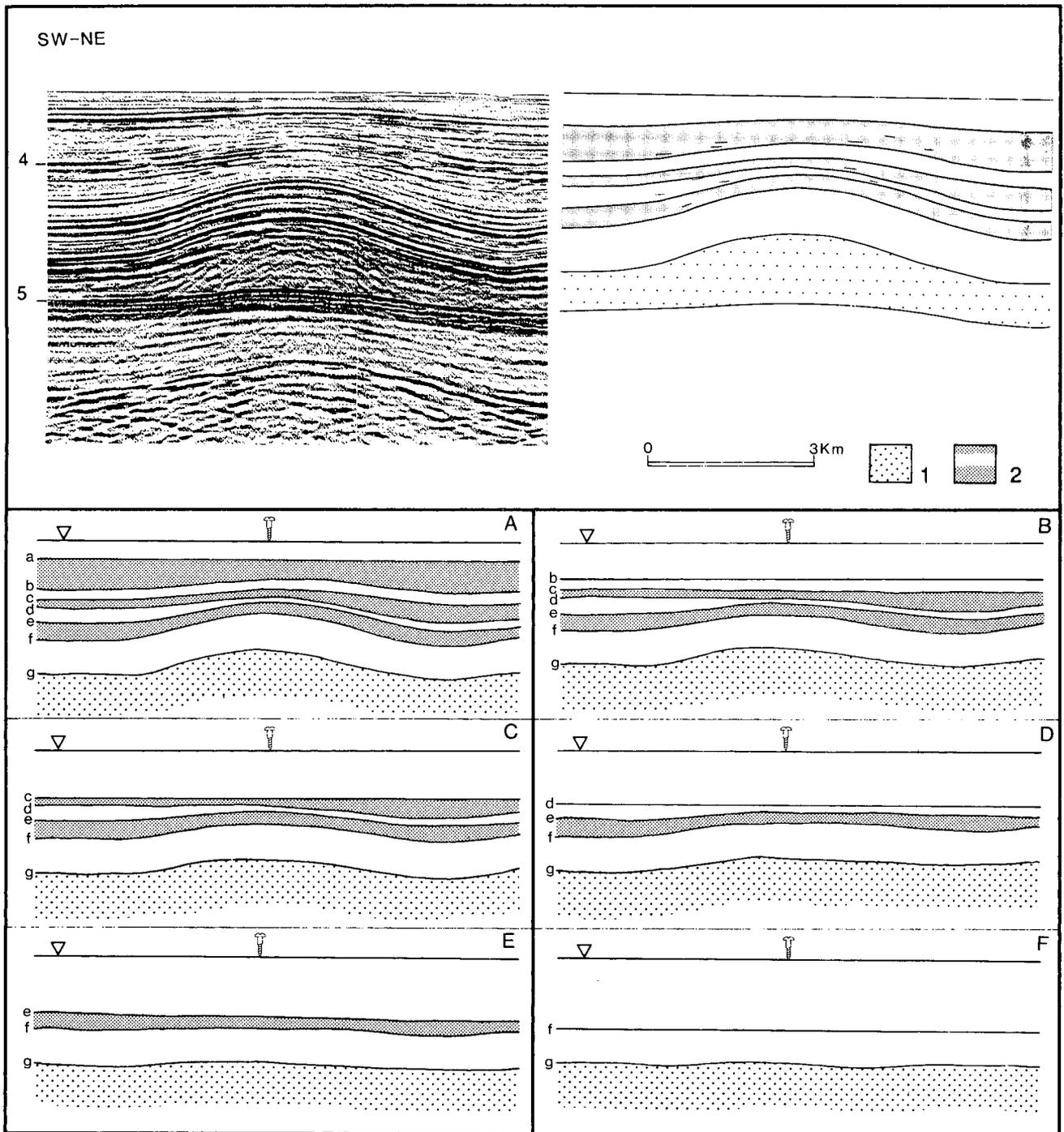


Figura 8. Para el estudio del crecimiento de las almohadillas se ha realizado una restitución secuencial desde el estadio actual (A) hasta el estadio pre-kinemático (F) a partir de la horizontalización de 6 reflectores escogidos a lo largo de la cuenca (a-g). El no paralelismo entre los reflectores indica migración de la sal y deformación de los sedimentos que en ese determinado momento constituían su cobertera, mientras que el paralelismo indica periodos de no actividad de la almohadilla. Perfil MAP-77/21, sp 275. 1. Sal, 2. Sedimentos post-sal. Escala vertical en tiempo doble (segundos).

Figure 8. Six time restitutions have been made horizontalizing six selected reflectors in the basin (a-g). This restitution, from the present day stage (stage A) to the pre-kinematic stage (stage f), permits to study the pillow active periods of growth represented by non parallel reflectors and the calm periods represent by parallel reflectors. Profile MAP-77/ 21, sp-275. 1. Salt, 2. Post-salt sediments. Vertical scale in double travel time (seconds).

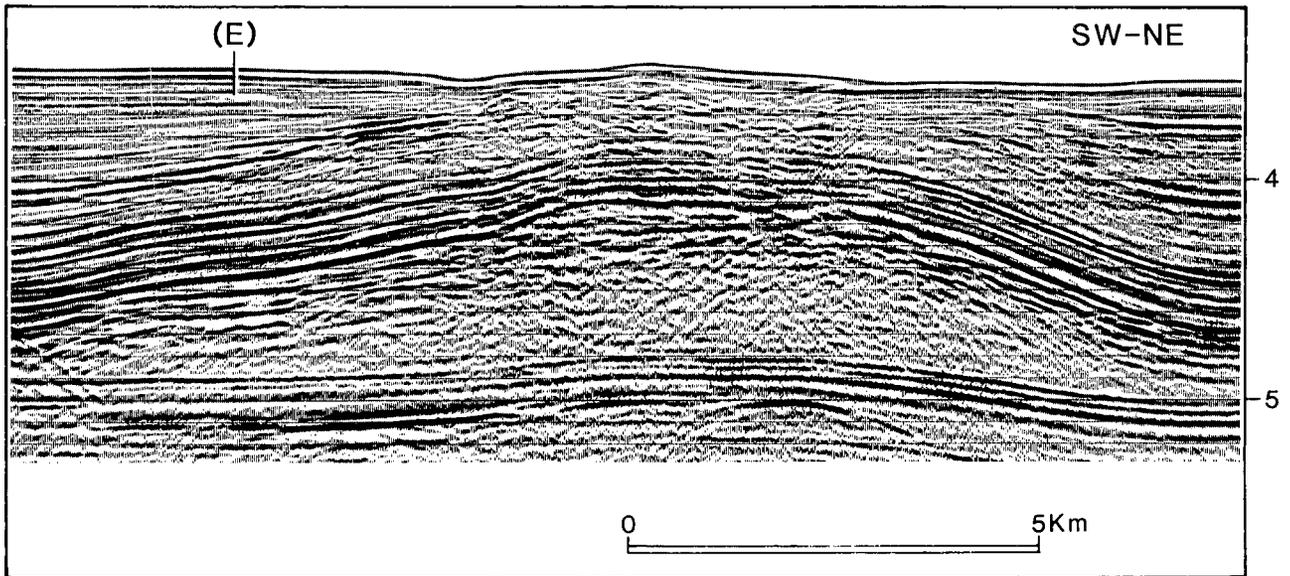


Figura 9. Algunos de los reflectores de la parte alta de la sucesión plio-cuaternaria que presentan más continuidad en la cuenca corresponden a superficies de erosión. En este perfil (MAP-77/23, sp 720) se puede ver un ejemplo de superficie erosiva (E) que corta los reflectores previos en la cresta de una almohadilla. La restitución secuencial de esta almohadilla permite valorar el volumen de los sedimentos erosionados en la cresta en 5.000 m^3 . El perfil se presenta sin interpretar y las unidades sismoestratigráficas corresponden a las de la figura 2. Escala vertical en tiempo doble (segundos).

Figure 9. Some of the reflectors of the upper part of the Plio-quaternary sediments that show a great continuity in the basin correspond to erosional surfaces. In this profile (MAP-77/23, sp 720), the crest of the pillow has been eroded (E). The sequential restitution of the pillow permits to estimate the volume of sediments eroded in $5,000 \text{ m}^3$. The profile is shown without interpretation but the seismostratigraphic units are defined in figure 2. Time scale in double travel time (seconds).

ticos y post-cinemáticos. Las dos geometrías extremas observadas son el "onlap" y la almohadilla amortiguada (Fig. 7). En el primer caso los sedimentos del "onlap" corresponden a sedimentos post-cinemáticos. La segunda relación nos indica que el crecimiento de la almohadilla se ha producido durante el depósito de los sedimentos que muestran las variaciones de potencia.

Se ha realizado una restitución secuencial de cada almohadilla, obteniéndose una imagen precisa de su evolución. Ello ha permitido determinar los intervalos de crecimiento y los de inactividad de cada estructura (Fig. 8). La restitución también nos ha permitido determinar si el flujo de la sal ha sido uniforme desde todas las direcciones o existe una dirección de flujo predominante.

Para realizar las restituciones secuenciales de las almohadillas se han escogido 6 reflectores con gran continuidad lateral que permiten una buena correlación a través de las estructuras. La restitución se ha empezado en el momento actual y se ha terminado en el momento de la deposición del reflector que constituye el techo de las evaporitas superiores. Independientemente de su forma actual, se ha supuesto que los reflectores al depositarse eran horizontales. La restitución consiste en horizontali-

zar el reflector correspondiente al tiempo que estamos considerando, a la vez que la geometría de los reflectores inferiores se modifica de manera que no se altere la potencia comprendida entre ellos.

En la Figura 8 se muestra una de las restituciones realizadas. La restitución permite observar que durante la sedimentación de las evaporitas superiores (intervalo comprendido entre los reflectores g y f) todos los reflectores se mantuvieron horizontales (las capas no presentan variaciones laterales de potencia), lo que nos indica que no se produjo ninguna deformación. Los primeros movimientos de la sal fueron muy débiles y se produjeron en el periodo comprendido entre la formación de los reflectores f y e. El intervalo e-d registra deformaciones importantes. Durante este periodo el flujo de sal procede del SW, lo que se traduce en la acumulación de más sedimentos en el sector SW y en el mayor buzamiento de este flanco. Durante el estadio d-c un flujo de sal procedente del NE compensa el flujo del estadio anterior y la almohadilla recupera su simetría. Durante el tiempo comprendido entre los reflectores c y b no hay movimiento en la almohadilla ya que estas dos reflexiones son paralelas entre sí. Por último en el estadio registrado por los reflectores b y a se produjo un ligero movimiento de

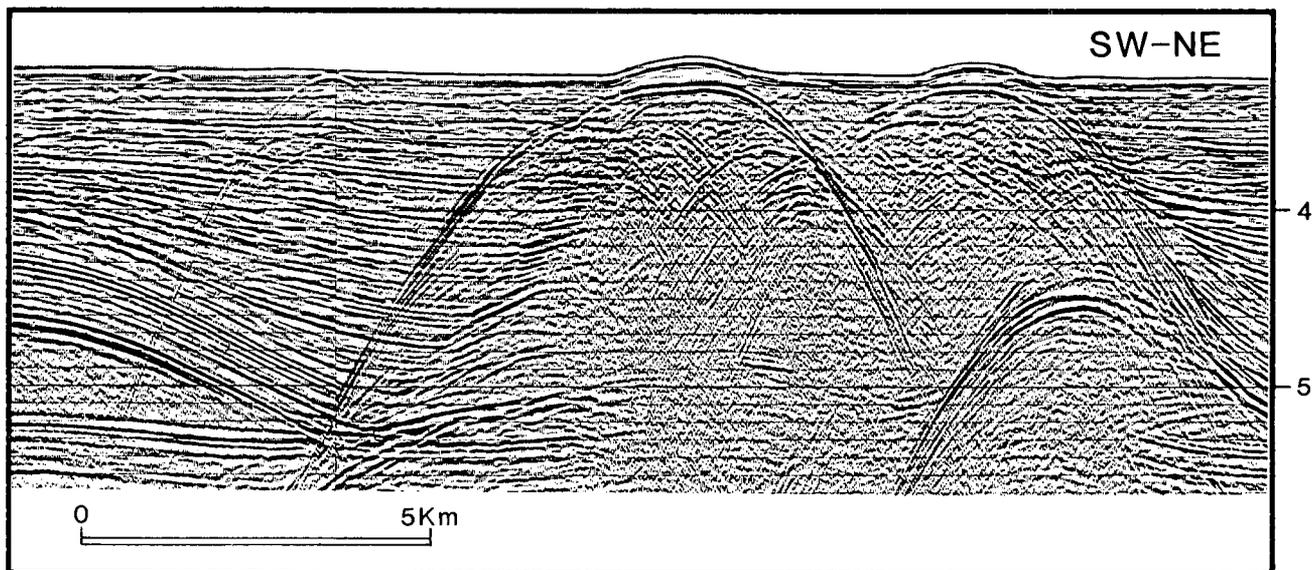


Figura 10. La calidad de los perfiles sísmicos alrededor de los diapiros no permite definir su geometría. En este perfil (MAP-77/23, sp 1200), dos diapiros deforman el fondo marino actual y están separados de la almohadilla contigua situada hacia el SW por un sinclinal en el que se hallan los sedimentos sincinemáticos y bajo el cual existe una cicatriz salina. El perfil se presenta sin interpretar y las unidades seismoestratigráficas corresponden a las de la figura 2. Escala vertical en tiempo doble (segundos).

Figure 10. Diapir walls are difficult to interpreted due to the seismic quality around them. In this profile (MAP-77/23, sp 1200) two diapirs are still active because they deform the sea bottom. A syncline separates the last pillow and the diapirs and it is underlain by a salt weld. The profile is shown without interpretation but the seismostratigraphic units are defined in figure 2. Vertical scale in double travel time (seconds).

la sal. El reflector b se deformó simétricamente indicando que la entrada de sal es igual desde los dos lados.

Los reflectores escogidos para las restituciones son localmente erosivos en las crestas de algunas de las almohadillas (Fig. 9). Las superficies erosivas se extienden por gran parte de la cuenca (150 Km de extensión lateral) y afectan a varias almohadillas al mismo tiempo. En el caso de la figura 9, la cantidad de sedimentos erosionados es del orden de 5.000 m³, calculados a partir de la restitución secuencial y asumiendo una morfología cónica de la almohadilla. Esta erosión no parece que provoque una respuesta de la acumulación salina ya que cuando se produjo la erosión la almohadilla estaba en un período de quietud, como lo demuestran los "onlaps" que se encuentran por debajo de la superficie erosiva, y prosiguieron en el mismo estado de quietud posteriormente, ya que los reflectores que cubren la superficie de erosión no presentan engrosamientos aparentes. Estas superficies de erosión no pueden estar ligadas a exposiciones subaéreas ya que durante el cuaternario se desconocen descensos del nivel del Mediterráneo suficientemente grandes como para que la cresta de las almohadillas emergiese. Se trata de erosiones subacuáticas extensas en la cuenca. Durante épocas de nivel del mar alto los sedimentos se acumulan en la plataforma y cuando se produce un descenso del ni-

vel del mar estos materiales son fácilmente erosionables y los cañones submarinos los transportan a las partes más profundas de la cuenca. En las zonas de transporte (*bypass*) se pueden producir erosiones importantes.

Las restituciones indican que el crecimiento de las almohadillas no es continuo en el tiempo sino que entre los estadios de actividad se intercalan otros de quietud. Así mismo el flujo de la sal no se produce desde los sinclinales hacia el interior de la almohadilla uniformemente desde todas las direcciones, sino que cada periodo se caracteriza por una dirección de flujo específica. Todas las almohadillas son entre ligera y claramente asimétricas indicando en la mayoría de los casos un mayor flujo de sal desde el sur. Por otra parte, la correlación de los reflectores guía y las restituciones secuenciales han permitido determinar la cronología relativa de las almohadillas. Las almohadillas que se encuentran cerca de los rollers de sal (sector I) son anteriores a las situadas más hacia el interior de la cuenca (sector II) (Fig. 3). A su vez, en el sector I, las almohadillas más modernas se sitúan más lejos de los rollers de sal que las más antiguas, es decir, la deformación migró de oeste a este; y por el contrario, en el sector II, las almohadillas son más modernas al desplazarnos hacia el margen; en esta zona la deformación migró de este a oeste.

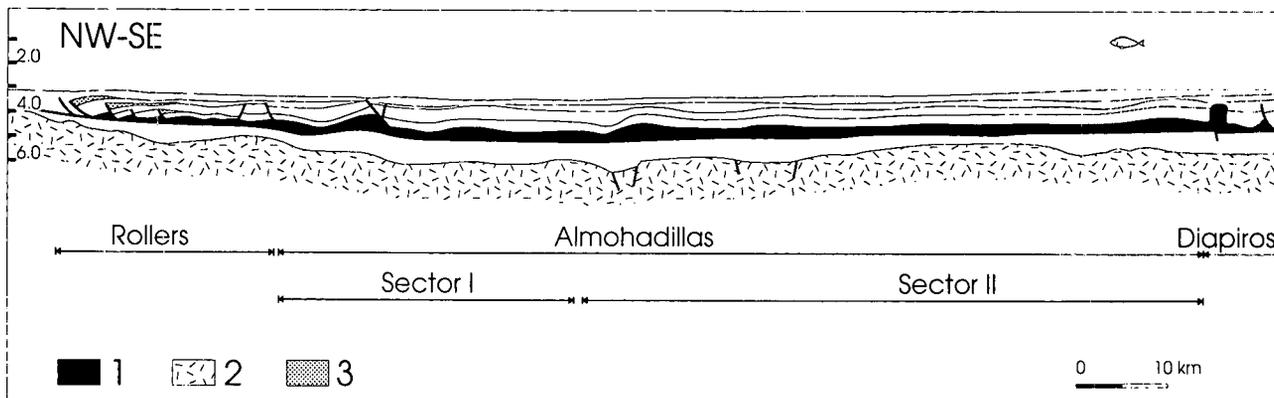


Figura 11. Corte de la cuenca a partir de los perfiles MEDS-13 y MAP 77-18. Ver localización en Fig. 1 y 3b. En la base del talud existen *rollers* de sal y pequeñas almohadillas y hacia el centro de la cuenca almohadillas de mayor longitud de onda y diapiros. 1. Sal messiniense, 2. Zócalo acústico, 3. Cuñas sedimentarias en los *rollers* de sal.

Figure 11. Cross-section of the basin from profiles MEDS-13 and MAP 77-18. See location in Fig. 1 and 3b. Salt rollers develop at the base of the slope together with small pillows (sector I) and towards the center of the basin there are larger wavelength pillows (sector II) and diapirs. 1. Messinian salt, 2. Basement, 3. Sedimentary wedges related to the salt rollers.

Esta datación relativa de las almohadillas de la llanura abisal es coherente con el aumento de complejidad de la fracturación de las almohadillas hacia el interior de la cuenca y afirma la hipótesis de que los distintos estadios de fracturación corresponden a su vez a distintos momentos evolutivos de las almohadillas.

Diapiros

Los diapiros, es decir, las acumulaciones salinas que perforan la cobertera, son poco frecuentes en el área estudiada. Su imagen sísmica se presenta muy distorsionada y enmascarada por hipérbolas de difracción (Fig. 10). Esta mala imagen de los diapiros es debida a la verticalidad de sus paredes y a la gran fracturación del encajante. Los diapiros se encuentran en la zona más profunda de la cuenca, en perfecta continuidad con las almohadillas y separados de ellas por un sinclinal bajo el cual se halla, frecuentemente, una cicatriz salina (salt weld), es decir, una zona donde la capa de sal ha sido agotada y los sedimentos pre-sal y post sal están ahora en contacto (Fig. 10, flanco SW). En general los sedimentos que rodean estos diapiros no muestran los clásicos sinclinales

primario y secundario, sino que únicamente presentan un sinclinal primario en el que los reflectores convergen hacia la cresta del diapiro (Fig. 10, flanco NE).

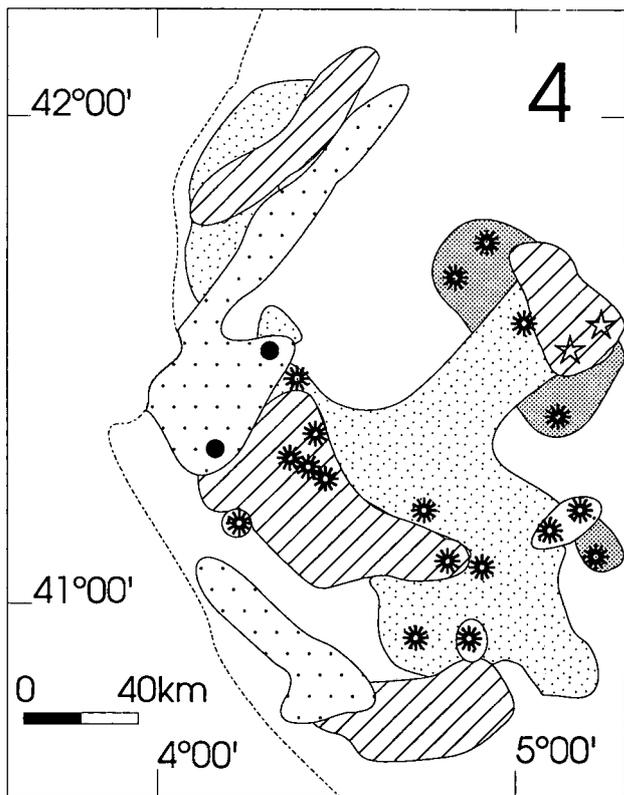
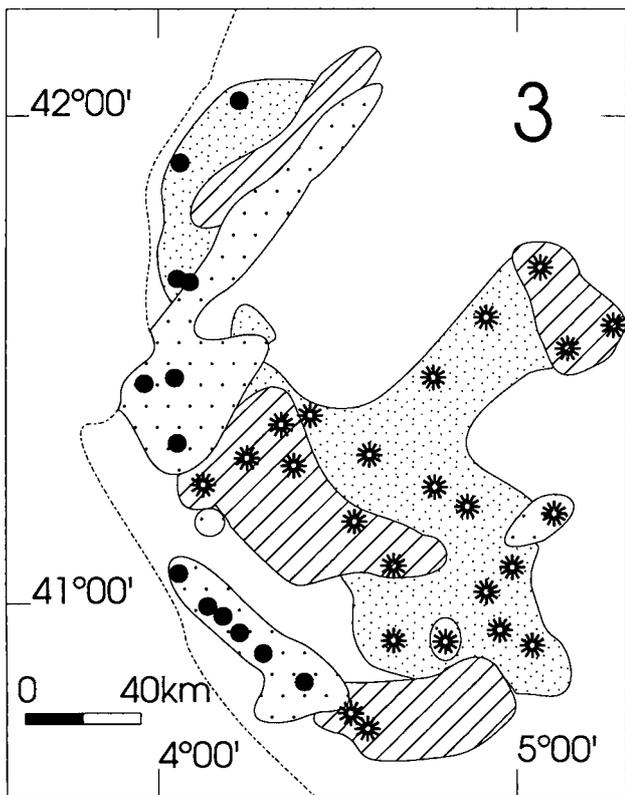
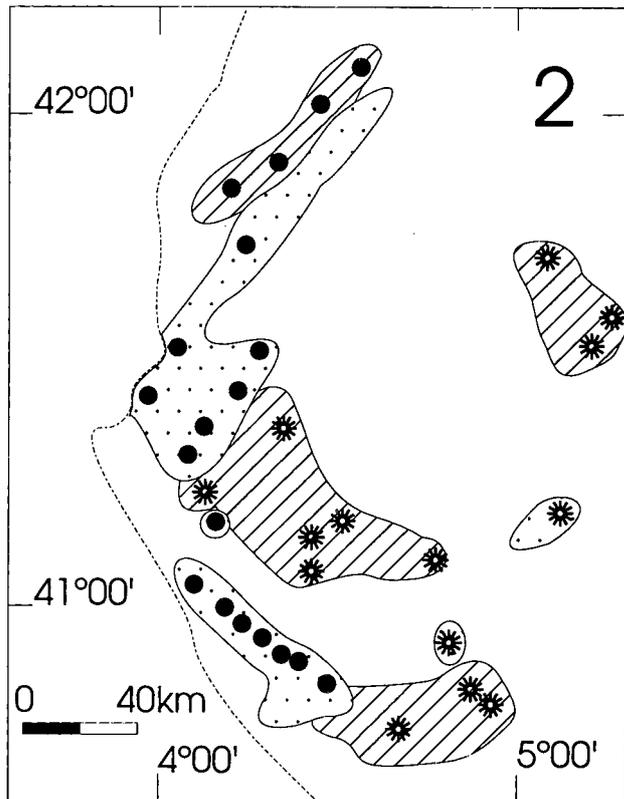
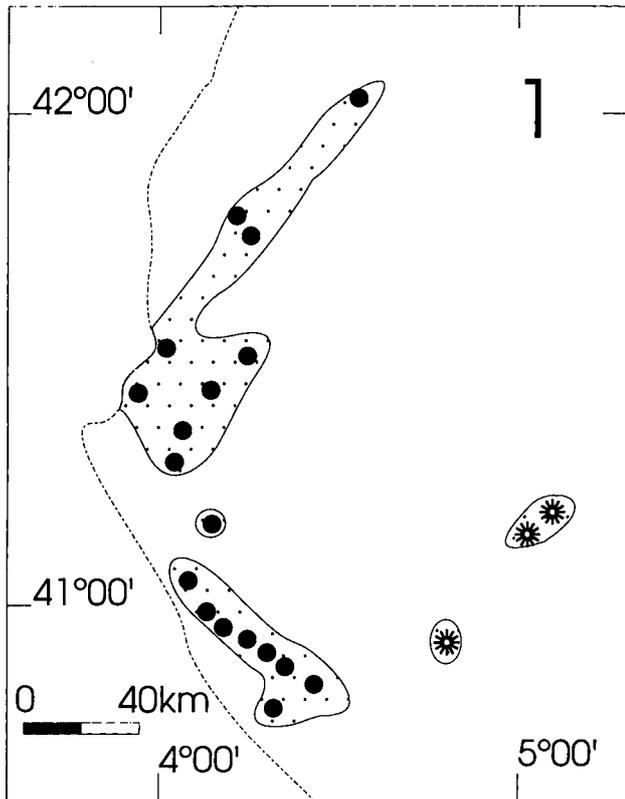
La no presencia de un sinclinal periférico secundario podría estar relacionada con el mecanismo de formación de los diapiros. Consideramos que un ascenso muy rápido de la sal podría inhibir la formación de sinclinales periféricos secundarios. En este caso el ascenso de la sal estaría ligado a la formación durante el Plioceno del abanico sedimentario situado en la parte profunda del surco de Valencia.

Existe únicamente un caso en el que se ha podido distinguir los sinclinales periféricos primario y secundario. Su restitución secuencial (Sans, 1991) ha mostrado la existencia de una falla de zócalo que afecta a la acumulación salina y que condiciona la formación del diapiro.

La distorsión de la imagen sísmica alrededor de los diapiros impide la correlación de los reflectores guía en las zonas próximas a los diapiros y dificulta establecer su cronología relativa de forma precisa. La formación de los

Figura 12. Esquema de la propagación de las estructuras salinas en la zona estudiada (modificado de Sans y Sàbat, 1993). Los símbolos 5, 6, 7, indican las estructuras activas en cada instante, mientras que con las tramas 1, 2, 3 se indican las zonas en las que se iniciaron acumulaciones salinas en cada estadio. 1. Estructuras que se inician en el primer estadio, 2. Estructuras que se inician en el segundo estadio, 3. Estructuras que se inician en el tercer estadio, 4. Estructuras que se inician en el cuarto estadio, 5. Rollers de sal activos, 6. Almohadillas activas, 7. Diapiros activos, 8. Límite de la sal.

Figure 12. Schema of the propagation of the salt accumulation structures. Symbols 4, 5 and 6 represent active structures, and hatches 1, 2 and 3 represent the areas where salt structures formed at each stage (Modified from Sans and Sàbat, 1993). Salt rollers migrate from the base of the slope upward whereas the structures developed in the center of the basin propagate from the center of the basin outward. 1. First stage structures, 2. Second stage structures, 3. Third stage structures, 4. Fourth stage structures, 5. Salt rollers, 6. Pillows, 7. Diapirs, 8. Salt limit.



diapiros parece iniciarse (estadio pre-perforación) con posterioridad a la deposición del techo de las evaporitas superiores y su crecimiento sigue ininterrumpidamente hasta la actualidad. La ausencia de sinclinal periférico secundario impide establecer una datación relativa del momento de perforación de la cobertera. Los diapiros deforman el fondo marino actual produciendo elevaciones topográficas de alrededor de 50 m de altitud y 5 Km de diámetro.

DISCUSIÓN

El origen de los *rollers* de sal del margen oeste está claramente ligado a los procesos de inestabilidad gravitacional de la parte del talud que se encuentra por encima de la capa de sal. La capa de sal es el nivel de despegue de una tectónica de "rafts" que se propaga de la base hacia la parte alta del talud. La extensión que se produce en los *rollers* de sal se compensa parcialmente en los anticlinales del bloque superior de los propios *rollers* de sal. Por otro lado la acomodación de la extensión no compensada da lugar a la formación de las pequeñas almohadillas del pie del talud. Estas almohadillas están separadas de las grandes estructuras del centro de la cuenca por una zona en la que la sal no está deformada y tiene una potencia media de 800 m (Fig. 11).

La desconexión entre las estructuras del talud y las del centro de la cuenca sugiere que los mecanismos que operan en ambas zonas son independientes y podrían ser distintos. Además, las acumulaciones del centro de la cuenca se encuentran en una zona donde la base de la sal es horizontal y no existe, por lo tanto, el tipo de inestabilidad descrito anteriormente. Este hecho junto con la existencia de la zona no deformada apoya la hipótesis de dos orígenes desligados para las acumulaciones salinas del centro y margen de la cuenca.

Los procesos generalmente invocados como causas del inicio de la formación de acumulaciones salinas son la flotabilidad de la sal, el deslizamiento gravitacional, la convección termal, la carga diferencial y la compresión o extensión regionales. En el momento de inicio de la formación de las grandes almohadillas del centro de la cuenca, la potencia de sedimentos sobre la capa de sal no excedía los 600 m (potencia de las evaporitas superiores). Según Jenyon (1986) y Jackson y Talbot (1987) son necesarios alrededor de 1.000 m para que se produzca inversión de densidades y la sal adquiera movilidad debido a su flotabilidad. Por lo tanto, este mecanismo no se puede considerar como causa de la formación de las almo-

hadillas del centro de la cuenca. También se debe descartar la convección termal como causa principal ya que este proceso requiere una potencia mínima de la capa de sal de 1.500 m (Jenyon, 1986), mientras que en el presente caso no supera los 800 m. Tampoco es de esperar que los distintos flujos calóricos asociados a los distintos tipos de corteza (continental, de transición y oceánica) sean un factor primordial, ya que la distribución de los distintos tipos de estructuras salinas no están relacionadas con lo límites de los tipos de corteza. Tal como ya se ha mencionado, el proceso de deslizamiento gravitacional queda excluido porque la base de la sal es horizontal. También se descarta la tectónica regional como causa de las almohadillas ya que su intervención produciría estructuras elongadas y orientadas y por el contrario, en la zona de estudio éstas son de planta circular. Finalmente, consideramos que el proceso de "downbuilding", es decir, el crecimiento sinsedimentario de las acumulaciones salinas que aumentan su relieve debido a un crecimiento relativo hacia abajo en relación a la superficie de sedimentación y en el cual la cresta de las estructuras se mantiene muy cerca de la superficie de sedimentación (Jackson y Talbot, 1994), no ha sido operativo en este caso ya que la altura alcanzada por la sal en la cresta de las distintas estructuras no es la misma. Consideramos, en cambio, que las estructuras del centro de la cuenca pueden estar relacionadas con procesos de carga diferencial a gran escala. Estas estructuras se hallan en la zona de influencia del abanico sedimentario profundo del surco de Valencia, el cual construye una pendiente muy suave que enlaza la zona del talud con la parte más profunda de la cuenca. Las estructuras de mayor tamaño y mayor complejidad se hallan en la zona donde las series plio-cuaternarias son más potentes. Esta relación entre potencia de la serie supra-evaporítica y complejidad de las estructuras salinas sugiere que la carga diferencial es un factor determinante.

El estudio de los sedimentos sincinemáticos relacionados con las acumulaciones salinas y, en especial, las restituciones secuenciales permiten deducir la cronología relativa de las estructuras y proponer un modelo de evolución para todas ellas (Fig. 12). Los modelos clásicos que proponen la existencia de estructuras salinas madre en el centro de la cuenca y la formación posterior de estructuras de menor tamaño hacia el exterior (Trunshem, 1960 y Selig y Wermund, 1966), no explican la cronología relativa de las estructuras de la zona de estudio. La evolución que proponemos para esta zona se inicia en el Plioceno con la formación de los *rollers* de sal al pie del talud messiniense. Estas estructuras se propagan talud arriba mientras que sus almohadillas asociadas son más

modernas al alejarnos de los *rollers* de sal. Ligeramente después del inicio de la formación de estas almohadillas se desarrollan las grandes estructuras en el centro de la cuenca donde la deformación se propaga como en los modelos clásicos, es decir, las estructuras más antiguas se sitúan más hacia el centro de la cuenca que las más modernas. Estas estructuras del centro de la cuenca siguen siendo activas puesto que deforman el fondo marino, mientras que los *rollers* de sal y las almohadillas asociadas son actualmente inactivas.

CONCLUSIONES

La zona de estudio está situada en la parte NE del surco de Valencia, cerca del enlace con la cuenca provenzal. En esta zona existen acumulaciones salinas que se desarrollaron a expensas de la movilización de la capa de sal messiniense que tiene 600 m de potencia media. La edad de estas estructuras, y su cronología relativa, está perfectamente registrada en la geometría de los sedimentos plio-cuaternarios. Las estructuras se agrupan en dos conjuntos principales, uno asociado a la base del talud messiniense y el otro situado en el centro de la cuenca. Entre ambos conjuntos hay una zona sin estructuras.

a) Las estructuras asociadas a la base del talud se distribuyen en dos cinturones paralelos, uno de ellos está constituido por *rollers* de sal y el otro por almohadillas de pequeño tamaño. Los *rollers* de sal son las estructuras más relevantes y se sitúan en la zona de máxima pendiente del talud messiniense. Su formación se inicia al pie del talud y se propaga talud arriba. La extensión producida en los *rollers* de sal se compensa en la deformación del material situado más allá de la base del talud y ello conlleva la formación de las almohadillas. Estas son más modernas al alejarnos de los *rollers* de sal en dirección al centro de la cuenca. Las estructuras del talud se iniciaron a principios del Plioceno, se desarrollaron durante todo este período y actualmente son inactivas. Su formación es debida al deslizamiento gravitacional asociado al buzamiento de la capa de sal en la zona del talud.

b) Las principales estructuras del centro de la cuenca son almohadillas pero también hay algún diapiro. Estos se caracterizan por no tener sinclinal periférico secundario. En este conjunto, la deformación se inició en el centro y se ha propagado hacia el exterior de la cuenca. Estas estructuras se iniciaron con posterioridad a las del talud, pero todavía continúan activas. Su mecanismo de forma-

ción está relacionado con la carga diferencial impuesta por la variación uniforme de potencia de los depósitos supra-evaporíticos pertenecientes al abanico submarino del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

A REPSOL por la cesión de los perfiles sísmicos. Este trabajo forma parte del proyecto CICYT GEO89-0426 y ha sido parcialmente financiado con el soporte del "Comissionat per Universitats i Recerca" de la Generalitat de Catalunya, Grup de Qualitat GRQ. 94-1048. A Cristóbal Saavedra, Eduard Roca y Bernat Ferrús por la crítica revisión del manuscrito y a Lluís Cabrera y los revisores foráneos T. Bartrina y T. Medialdea por sus sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, B., CANALS, M., GOT, H. y MALDONADO, A., 1991: Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean). *AAPG Bull.*, 75 (7): 1195-1215.
- BALLY, A., 1981: Thoughts on the tectonics of folded belts. In: K.R. McClay, and N.J. Price, *Thrust and nappe tectonics*, pp. 13-32. London. Geol. Soc. London Spc. Pub. 9.
- BARTRINA, M. T., CABRERA, LL., JURADO, M.T., GUIMERÀ, J. y ROCA, E., 1992: Cenozoic evolution of the central Catalan margin (Valencia Trough, Western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-247.
- BESSIS, F., 1986: Sisme remarks on subsidence study of sedimentary basins. Applications to the Gulf of Lions margin (W-Mediterranean). *Mar. Petrol. Geol.*, 3 (1): 37-63.
- BUROLLET, P. F. y BYRAMJEE, R., 1974: Evolution Géodynamique Néogène de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278: 1321-1324.
- BURRUS, J., 1984: Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55 (34): 247-269.
- BURRUS, J., y FOUCHER, J. P., 1986: Contribution to the thermal regime of the Provençal basin based on flumed heat flow surveys and previous investigations. *Tectonophysics*, 128 (3/4): 303-334.
- BURRUS, J., BESSIS, F., y DOLIGEZ, G., 1987: Heat flow, subsidence and crustal structure of the gulf of Lions (NW Mediterranean): A quantitative discussion of the classic passive margin model. In: C.C. Beaumon, y A.J. Taokard, *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*. pp. 1-15. Canadian. Soc. Pet. Geol. Memoir.
- CANALS, M., 1985: *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis del Golfo de León: Fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 618 p.
- CITA, M. B., 1973: Pliocene biostratigraphy and chonostratigraphy. In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü. *Init. Rep. DSDP*. XIII: 1343-1379.
- CITA, M. B., 1974: Statigraphie du Néogène dans le fonds marines de la Méditerranée. *Mem. BRGM*, 78:387-389.
- CITA, M. B. y RYAN, W. B. F., 1978: Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27:193-363.
- CLAVELL, E. y BERÀSTEGUI, X., 1991: A General overview of the Gulf of Valencia. In: A.M. Spencer. *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbon. No 1*. pp. 355-368. Oxford University Press Spec. Pub. European Assoc. Pet. Geoscientist.
- DAÑOBEITIA, J. J., ALONSO, B. y MALDONADO, A., 1990: Geo-

- logical framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Mar. Geol.*, 95 (3/4):265-287.
- FIELD, M.E. y GARDNER, J.V., 1990: Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro Margins, NE Spain. A progradin slope model. *Bull.Soc. Geol. America.*, 102:721-733.
- GARCIA SIÑÉRIZ, B., QUEROL, R., CASTILLO, F., y ARRIBAS, J. R., 1979: A new hydrocarbon province in the western Mediterranean. *10th World Petrol. Congr. Bucharest 1979*. PDA (4): 191-197.
- GARFUNKEL, Z., 1984: Large scale submarine rotational slumps and growth faults in the Eastern Mediterranean. *Mar. Geol.*, 55: 305-324.
- GAULLIER, V., BRUN, J. P., GUÉRIN, G. y LECANU, H., 1993: Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. In: P.R.Cobbold. *New Insights into salt tectonics*. pp. 363-381. Tectonophysics, 228.
- GENESEAU, M. y VANNEY, J. R., 1979: Carte bathymetrique du bassin algéro-provençal. *C.R. Som. Soc. géol. France*, 4: 191-194.
- GOT, H., 1973: *Etude des correlation tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan*. Tesis doctoral. Univ. Languedoc, 294p.
- HSÚ, K. J., MONTADERT, L., et al.eds. 1978: *Init Repts. DSDP 42(1)*. Washington D.C. U.S. Gov. Printing Office, 1249 p.
- JACKSON, M. P. A. y TALBOT, C. J., 1987: External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Bull. Geol. Soc/America*, 97:305-323.
- JACKSON, M. P. A. y TALBOT, C. J., 1994: Advances in Salt Tectonics. In: P.L. Hancock, *Continental deformation*, Pergamon Press, pp.159-179.
- JENYON, M. K., 1986: *Salt Tectonics*. London and New York. Elsevier Applied Science, 191p.
- JENYON, M. K., 1988: Overburden deformation related to the pre-piercement development of salt structures in the North Sea. *Jour. Geol. Soc. London*, 145: 445-454.
- JULIVERT, J. M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. N., 1972: *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Minero de España. 113 p.
- I.E CANN, CH., 1987: *Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée Occidentale)*. Tesis doctoral. Universidad de la Bretaña Occidental, 295 p.
- MAUFFRET, A., MONTADERT, L., LAVERGNE, M. y WILM, C., 1978: Geological and geophysical setting on DSDP site 372 (Western Mediterranean). *Init. Rep. DSDP*, v XLII (1): 889-896.
- MAUFFRET, A., MAILLARD, A., PASCAL, G., TORNÉ, M., BUHL, P. y PINET B., 1992: Long listening MCS Profiles in the Valencia trough (Valsis 2) and the Gulf of Lion (ECORS): a comparison. *Tectonophysics*, 203: 285-304.
- MEDIALDEA, J., MALDONADO, A., ALONSO, B., DÍAZ, J. I., FARRAN, M., GIRÓ, S., VÁZQUES, A., SAINZ-AMOR, E., MARTÍNEZ, A. y MEDIALDEA, T., 1989: *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000*. Hojas nº 41 y 42 (Tortosa-Tarragona), Inst. Geol y Min. España, Madrid, 78 p.
- MONTADERT, L., SANCHO, J., FAIL, P., DEBYRES, J. y WINNOCK, G., 1970: De l'age tertiaire de la serie salifere responsable de esturcture diapirique en Mediterranee occidentale (nord-est des Balears). *C.R. Acad. Sci.*, 27(10):812-815.
- MONTADERT, L., LETOUZEY, J. y MAUFFRET, A., 1978: Messinian event: Seismic evidence. *Initial Reports of the Deep Sea Drill. Proj. vol. XLII, Part I*, Washington, 1037-1050.
- ROCA, E., DESEGALX, P., FERNÁNDEZ, F., ROURE, F., y PINET, B., 1990: Subsidence study and deep structure of the Valencia trough area. In: B. Pinet, y C. Bois. *The potencial of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*, pp. 439-443, Paris.
- SANS, M., 1991: *Un exemple de tectónica salina: el sector NE del solc de Valencia*. Tesis de licenciatura. Universidad de Barcelona, 174 p.
- SANS, M., y SÀBAT, F., 1993: Pliocene salt rollers and synkinematic sediments in the northeast sector of the Valencia trough (western Mediterranean). *Bull.Soc. géol. France*, 164 (2): 189-198.
- SELIG, F. y WERMUND, E., 1966: Families of salt domes in the Gulf Coastal Province. *Geophysics*, 31:726-740.
- STAMPLI, G. M. y HÖECKER, C. F. W., 1989: Messinian paleorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geol. Mijnbouw*, 68:201-210.
- STOECKINGER, W., 1976: Valencia gulf offer deadline nears. *Oil Gas Jour.*, 29:197-204.
- TRUNSHIM, F., 1960: Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. American Assoc. Pet. Geol.*, 44 (9): 1519-1540.
- VEGAS, R. y BANDA, E., 1982: Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4:320-343.