

**PARTE I**

**FORMACIONES EVAPORITICAS DE  
LA CUENCA DEL EBRO  
Y CADENAS PERIFERICAS**

# **Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica**

**Josep Maria Salvany**

Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

## **Introducción**

Las formaciones evaporíticas triásicas están ampliamente representadas en el N.E. y E. de la Península Ibérica. En líneas generales se distribuyen en dos dominios sedimentarios principales (fig. 1): 1) *la cuenca triásica del Ebro*, que agrupa a los materiales triásicos del subsuelo de la actual cuenca terciaria del Ebro, así como los que afloran en las cadenas periféricas; y 2) *la cuenca triásica de Valencia-Cuenca*, que comprende a los materiales triásicos que se extienden por todo el Levante peninsular, entre las Cordilleras Béticas e Ibérica. Estos dos dominios sedimentarios están separados por el alto paleogeográfico de Ateca-Castellón.

Internamente ambos dominios muestran una variada compartimentación en subcuencas y cubetas sedimentarias que han actuado durante el Triásico como zonas de subsidencia diferencial, produciendo en la serie importantes cambios laterales de potencia y facies de unos sectores a otros. Para la cuenca triásica del Ebro son de especial mención, por el gran desarrollo de sus unidades evaporíticas, las cubetas del Maestrazgo, Ballobar y la región cántabro-navarra.

ORTÍ (1987) distingue para la serie triásica un total de 4 ciclos evaporíticos, así como un quinto ciclo de características parecidas de edad Liásico inferior (fig. 2). Estos ciclos se intercalan entre formaciones detríticas o carbonatadas señalando, en cada caso, estados de transición de condiciones sedimentarias continentales a marinas (secuencia transgresiva), o viceversa (secuencia regresiva). El desarrollo de estos ciclos es variable de unas zonas a otras, aunque en líneas generales se reconocen bien en las diferentes zonas triásicas peninsulares.

El primero de estos ciclos evaporíticos se sitúa a techo de Buntsandstein y es conocido genéricamente con el nombre de *facies Röt*. Estas evaporitas constituyen los niveles de tránsito a las facies marinas del Muschelkalk inferior, en una evolución secuencial transgresiva. En los Catalánides, Cordillera Ibérica y Pirineos estas facies muestran muy escaso desarrollo en comparación con las otras unidades evaporíticas triásicas. Sin embargo, en el subsuelo de la cuenca del Ebro llegan a tener una notable potencia, con importantes niveles de sal y anhidrita (JURADO, 1989 y JURADO, en este volumen).

Las evaporitas del Röt constituyen los primeros sedimentos de origen marino del Triásico y dan paso, de forma gradual, a los carbonatos del Muschelkalk inferior. Constituyen por tanto los niveles de tránsito de las facies continentales a las marinas, en la secuencia transgresiva del Buntsandstein-Muschelkalk inferior.

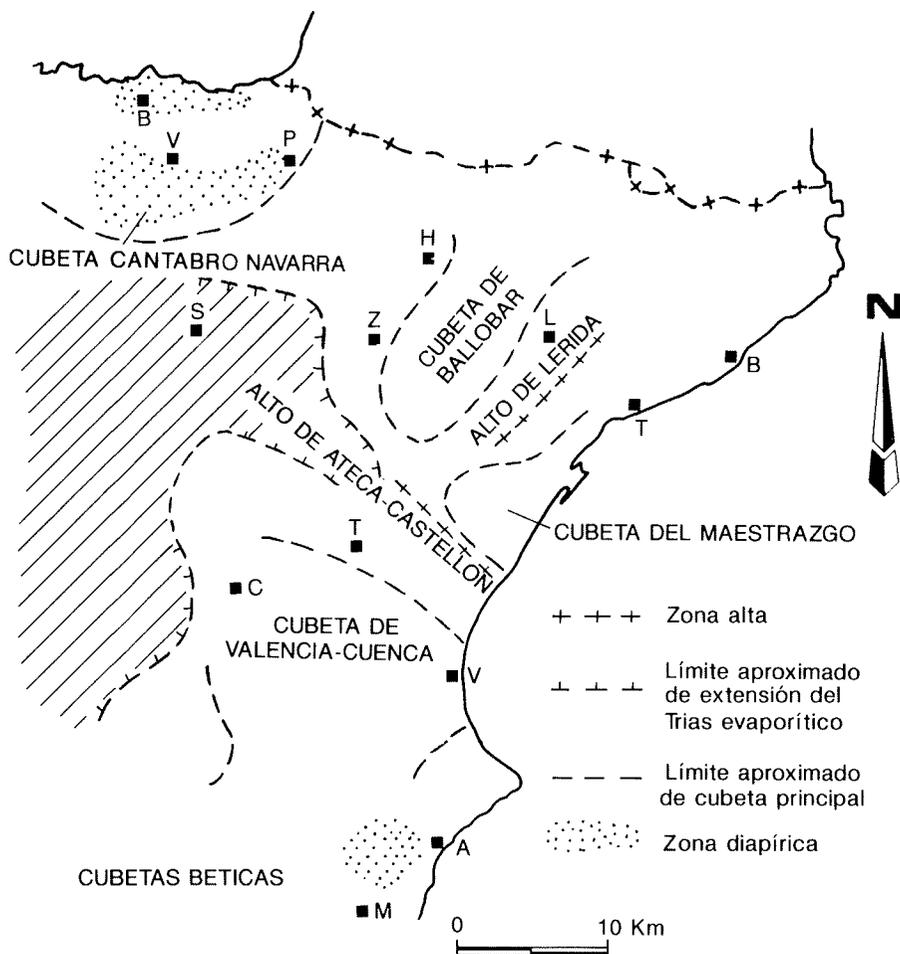
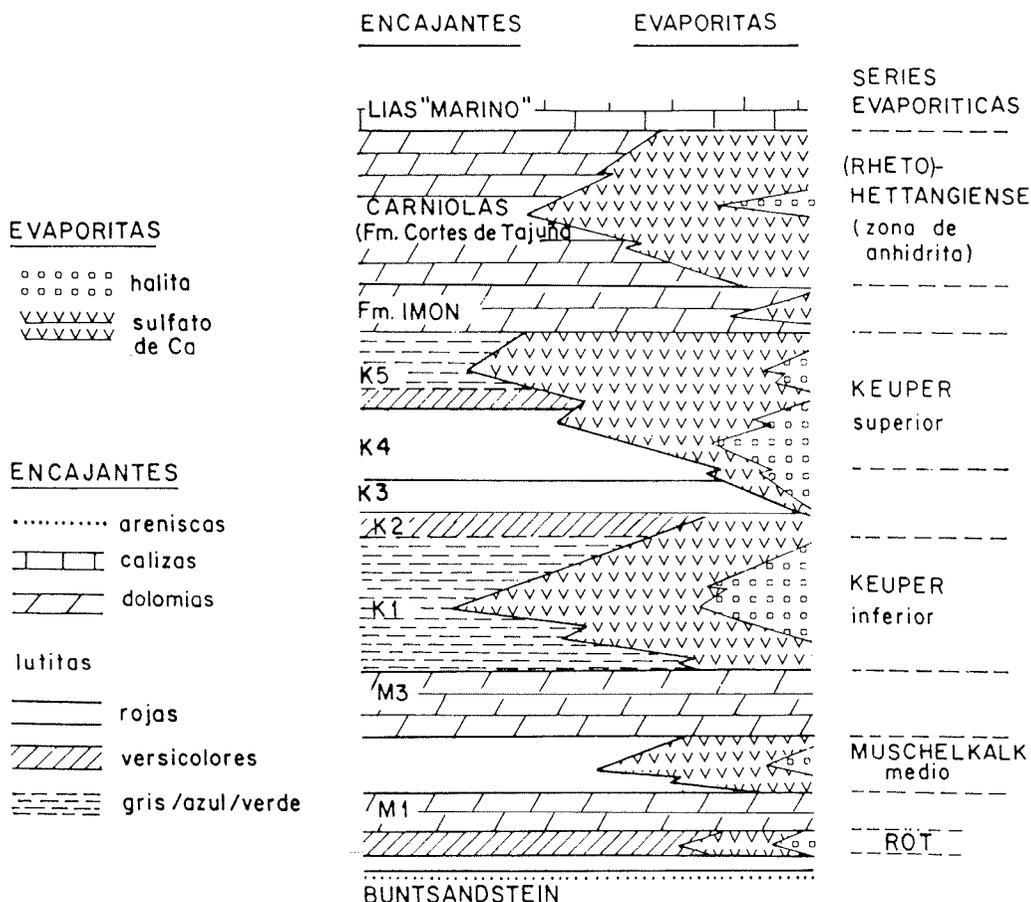


Figura 1: Mapa esquemático del NE peninsular con situación de los principales dominios evaporíticos triásicos (extraído de Orr, 1977, con algunas modificaciones).

El segundo ciclo evaporítico se sitúa entre los niveles carbonatados del Muschelkalk inferior y superior, constituyendo una etapa regresiva entre ambas unidades marinas. Las evaporitas del *Muschelkalk medio* sólo están bien individualizadas en la mitad oriental de la cuenca triásica del Ebro, con especial desarrollo en la cubeta del Maestrazgo, donde alcanzan más de 200 m. de potencia y presentan importantes niveles de sal (ver BARTINA y HERNÁNDEZ, en este mismo volumen).

En el Keuper se individualizan bien dos ciclos evaporíticos, separados en el dominio valenciano por una importante serie detrítica (Areniscas de Manuel y Arcillas de Cofrentes, de ORTÍ, 1974). En el Ebro el poco desarrollo de esta intercalación detrítica hace que ambos ciclos evaporíticos se superpongan directamente dificultando en algunos casos su clara distinción. El *Keuper inferior*, en contacto gradual sobre el Muschelkalk superior, constituye el techo de una secuencia regresiva, bien desarrollada



**Figura 2:** Esquema litoestratigráfico del Triásico y Liásico basal del NE peninsular, con situación de las cinco series evaporíticas que lo caracterizan (según ORTI, 1987).

en los diferentes sectores de la cuenca triásica del Ebro con espesores que superan normalmente el centenar de metros. Por encima, el *Keuper superior* constituye una nueva secuencia, de carácter transgresivo, que finaliza con las dolomías de la Fm. Imón (GOY *et al.*, 1976) en la Cordillera Ibérica y Catalánides, o Fm. Isábena (CALVET *et al.*, 1989) en el Pirineo catalano-aragonés. Estas evaporitas tienen en conjunto mayor desarrollo y expansión sobre la cuenca que las del Keuper inferior.

Entre las calizas del Liásico inferior se distingue un quinto ciclo evaporítico conocido genéricamente con el nombre de «Zona de Anhidrita». Estas evaporitas afloran sólo de forma excepcionalmente en algunos puntos de la Cordillera Ibérica, pero tienen gran desarrollo en subsuelo, donde superan potencias del orden de los 200 metros en la cuenca del Ebro y hasta 700 metros en la cuenca de Valencia-Cuenca. Lateralmente equivalen a las «carniolas» de la Fm. Cortes de Tajuña. Cuando no está pre-

sente la Fm. Imón, las evaporitas de la Zona de Anhidrita se disponen en continuidad directa sobre el Keuper, formando con éste una potente serie evaporítica de varios centenares de metros de espesor.

En conjunto, estas diferentes unidades evaporíticas muestran características litológicas y sedimentológicas muy similares. Se trata de evaporitas marinas constituidas por arcillas, anhidrita-yeso secundario y sal (halita). Los carbonatos (dolomicritas y carniolas) están bien representados en algunos casos, aunque siempre de forma subordinada. También es frecuente la presencia de materiales magmáticos («ofitas») y vulcanoclásticos, especialmente en el Keuper.

### **Las evaporitas del Triásico de los Catalánides**

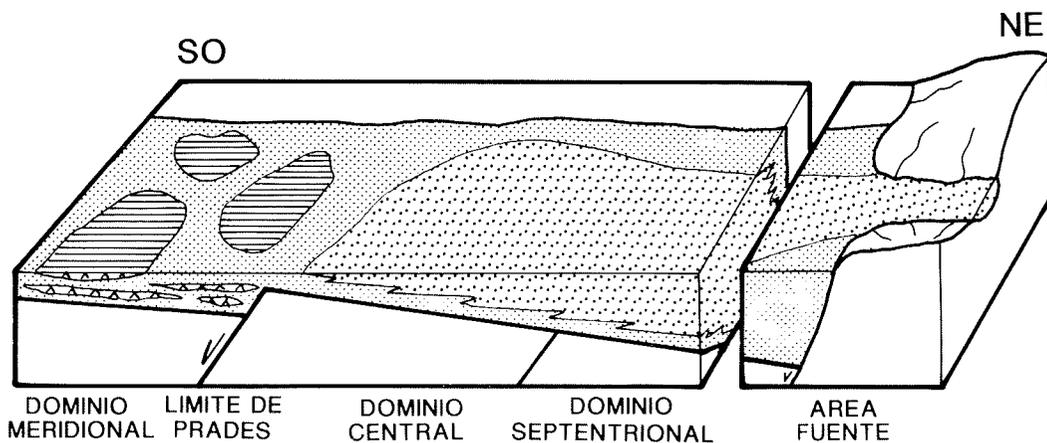
En los Catalánides están bien representadas las evaporitas del Keuper y Muschelkalk medio, y en menor grado lo están las facies Röt.

A) Las *facies Röt* se presentan como un tramo de lutitas laminadas versicolores de 10-20 metros de potencia, entre las que se presentan finos niveles dolomíticos con morfologías algales y moldes de evaporitas. Las características de esta unidad son relativamente constantes a lo largo de los Catalánides. El máximo desarrollo observado corresponde al macizo de Garraf (Vallirana), donde las facies Röt tienen un espesor de 30 metros y muestran diversos niveles de yeso nodular (MARZO, 1980).

B) El *Muschelkalk medio* está constituido principalmente por facies detríticas (lutitas y areniscas) entre las que se emplazan las evaporitas (yeso, anhidrita y halita) (VIRGILI 1955, 1958; ORTÍ y BAYÓ, 1977 y CASTELLTORT, 1986). El estudio estratigráfico detallado de esta unidad (CASTELLTORT, 1986) ha permitido ver que a lo largo de los Catalánides las facies evaporíticas están bien desarrolladas en su dominio meridional (Baix Ebre) y también, en parte, en el dominio central (Prades, Gaià). Hacia el Noreste las evaporitas pierden importancia en beneficio de las facies detríticas, aunque en diferentes puntos se siguen observando niveles de yeso de forma subordinada.

CASTELLTORT (*op. cit.*) explica esta distribución de facies como el resultado de un sistema aluvial bien desarrollado en la mitad septentrional de los Catalánides, con drenaje hacia el Suroeste y con principal desarrollo de las evaporitas en la zona distal del mismo (fig. 3). La variable potencia de esta unidad (desde 20 metros en Coldejou, hasta 100-150 metros en el Priorat y Baix Ebre) hace suponer que la subsidencia de la cuenca fue controlada por juego de fallas de zócalo, con compartimentación de la cuenca catalana y hundimiento diferencial de sus diversos dominios. A grandes rasgos se individualizan una zona de subsidencia máxima en el Baix Ebre, que enlaza hacia el suroeste con la cubeta del Mestrazgo, y otra zona de subsidencia también notable en el dominio septentrional (Garraf-Llobregat-Montseny). Ambas zonas estarían separadas por un sector central de subsidencia menor.

C) En el *Keuper* se distinguen claramente los dos ciclos evaporíticos superpuestos mediante un contacto relativamente neto (ORTÍ y BAYÓ, 1977; SALVANY, 1986 y SALVANY y ORTÍ, 1987).



**Figura 3:** Bloque diagrama mostrando la interpretación paleogeográfica del Muschelkalk medio de los Catalánides (CASTELLTORT, 1987).

El *Keuper inferior* (Fm. Miravet, de SALVANY, 1986) está formado por yesos bien estratificados con litofacies laminada y arcillas grises. Los carbonatos también están presentes de forma subordinada, tratándose de finas capas dolomicrocíticas entre las arcillas y yesos, así como de brechas carbonatadas (carniolas) con espesor máximo de un metro. La potencia de esta unidad es del orden del centenar de metros y muestra características constantes en los diferentes dominios, con algunas anomalías (Pra-des, Priorat).

En el *Keuper superior* se distinguen claramente dos unidades, con tránsito gradual entre sí: una unidad inferior de color rojo, compuesta por arcillas y yesos en proporciones muy variables según los cortes (Fm. del Molar, de SALVANY, 1986) y una unidad superior de arcillas verdes o versicolores con carbonatos (brechas y micritas), así como niveles de yeso nodular de forma ocasional (Fm. Gallicant, del mismo autor). La potencia de esta serie puede variar entre 50 y 100 metros. A techo de las arcillas de la Fm. Gallicant se disponen en contacto gradual las dolomís de la Fm. Imón.

El contacto neto entre el Keuper inferior y superior, y el hecho de estar desarrollado un episodio volcánico (MITJAVILA y MARTÍ, 1986; MITJAVILA, 1987) justo por encima del mismo, han hecho considerar la posibilidad de una cierta ruptura sedimentaria entre ambas series, que señalaría el cambio de condiciones regresivas a transgresivas en el Keuper de los Catalánides (MARZO *et al.*, 1987).

En los trabajos de SOLE DE PORTA *et al.* (1987) y SOLE DE PORTA y TORRENTO (1985) se recogen datos palinológicos sobre la serie triásica que permiten la datación de la misma en su práctica totalidad: Anisiense inferior para las facies Röt, Anisiense superior - Ladiniense inferior para el Muschelkalk medio, y Karniense para el Keuper inferior (Fm. Miravet). Hasta el momento no se tienen datos sobre la edad del Keuper superior.

## El Keuper del sector pirenaico catalán de Les Nogueres

En el Pirineo catalano-aragonés la serie triásica permite reconocer las tres facies germánicas que MEI *et al.* (1968) agrupan en dos grandes formaciones: La Fm. Bunter, equivalente al Buntsandstein, y la Fm. Pont de Suert, que agrupa al Muschelkalk, Keuper y a las calizas dolomíticas del techo de la serie triásica. Esta última unidad, descrita inicialmente por VIRGILI (1960) como calizas rhetienses con *Avicula contorta*, es conocida también con los nombres de «calizas inferiores» (GARRIDO y RÍOS, 1972) o Fm. Isábena (CALVET *et al.*, 1988).

Los materiales del Buntsandstein están bien preservados al estar adosados al zócalo paleozoico y actuar junto con la serie stephano-permiense como tegumento en la estructura de los Pirineos. Por el contrario, la formación Pont de Suert se halla muy distorsionada por la tectónica, al haber actuado sus materiales como nivel principal de despegue de las unidades alóctonas pirenaicas. Así, cartográficamente, la formación Pont de Suert se muestra como una masa caótica de arcillas y evaporitas del Keuper entre las que se emplazan irregularmente grandes masas de ofitas y dolomías del Muschelkalk. El Keuper presenta a grandes rasgos estructuras de plegamiento más o menos paralelas a la dirección pirenaica, que en detalle muestran importantes deformaciones y fracturas. En los flancos de los pliegues la serie se muestra con frecuencia invertida o laminada, y son también comunes las repeticiones de sus unidades. Todo ello complica enormemente el estudio de sus materiales.

En el Pirineo catalán, entre los ríos Noguera Pallaresa y Noguera Ribagorzana, la Fm. Pont de Suert muestra buenos afloramientos que permiten su reconstrucción estratigráfica con cierto detalle. En esta zona, se reconoce un Muschelkalk constituido por una sola barra, de unos 40-60 metros de potencia, y un Keuper de características relativamente constantes, con un espesor estimado de 180 a 200 metros (por acumulación tectónica en algunos lugares aparenta ser mucho más potente). A techo del Keuper también se distinguen puntualmente las dolomías de la Fm. Isábena, cuyo espesor no sobrepasa algunas decenas de metros. Las facies Röt son difíciles de caracterizar al estar el Muschelkalk despegado de su posición original. Sin embargo, en algunos puntos a techo del Buntsandstein se muestran unas arcillas versicolores similares a las que constituyen las facies Röt en los Catalánides, aunque el desarrollo de las mismas no es fácil de estimar.

En el Keuper hemos distinguido las siguientes unidades litológicas (fig. 4):

### *Unidad lutítico-carbonatada inferior*

A techo del Muschelkalk, y mediante un contacto gradual, se dispone una serie lutítica de 50-60 m. de espesor, en la que están bien desarrollados los niveles carbonatados. Las lutitas son grises con tonalidades muy oscuras en algunos casos, pero muestran también algunos horizontes rojizos. Los carbonatos son básicamente de dos tipos: 1) dolomicritas laminadas, de tamaño centimétrico o decimétrico, en las que se reconocen

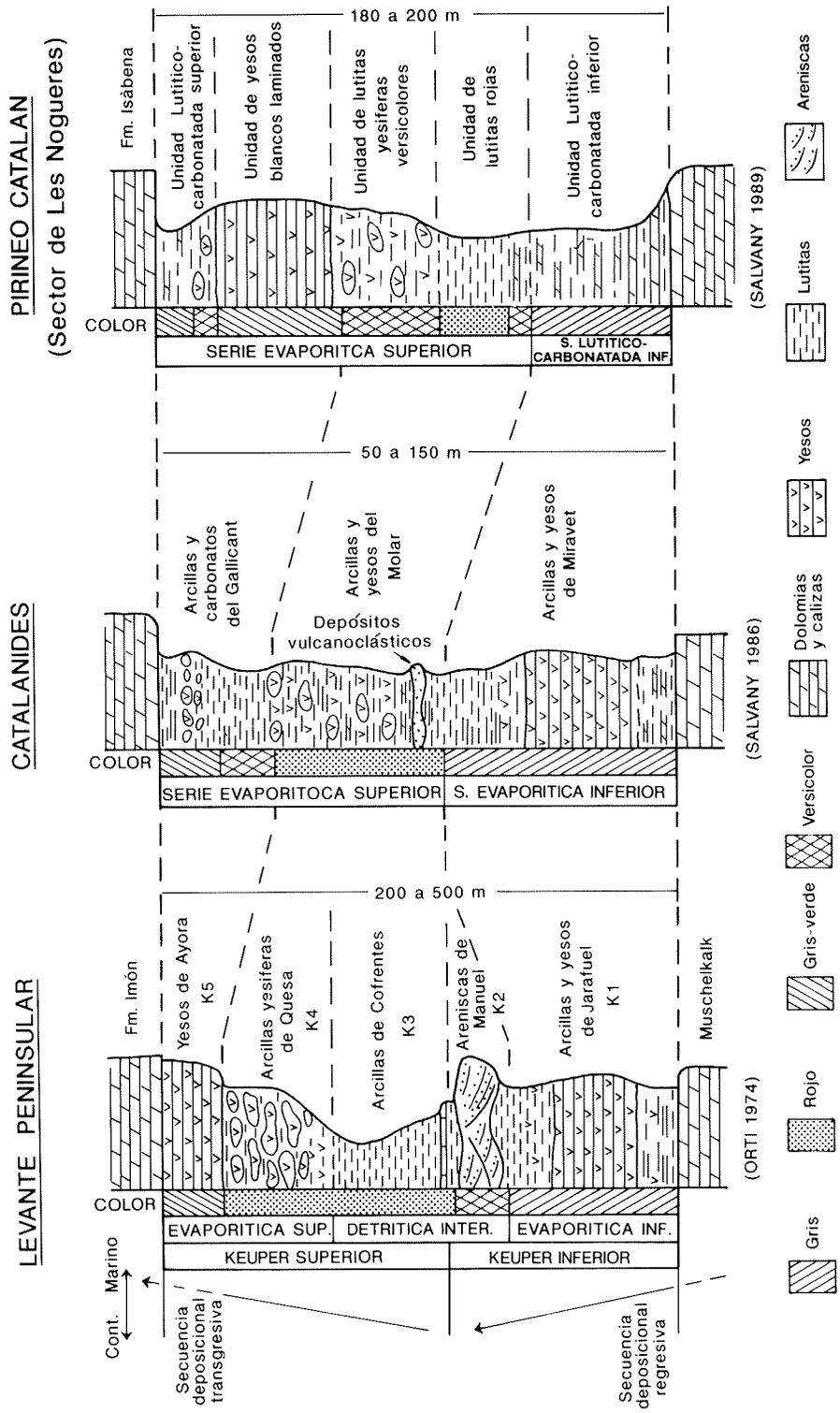


Figura 4: Esquema de correlación de las unidades litoestratigráficas del Keuper del Levante peninsular, Catalánides y sector de Les Nogueres del Pirineo catalán, a partir de ORTI (1974) y SALVANY (1986, 1989).

*ripples*, grietas de desecación y morfologías algales, entre otras estructuras sedimentarias. Al microscopio se observa con frecuencia finos niveles siliciclásticos englobados entre el carbonato. 2) brechas dolomíticas (carniolas) de 30-50 cms. de espesor máximo. En éstas los clastos son de composición lutítica o carbonatada y la matriz, más o menos abundante según los casos, es siempre dolomicrítica. Algunos de los niveles carbonatados son también *packstones* o *grainstones* de oolitos o microorganismos. La presencia de pequeños cristales de pirita en algunas de las capas carbonatadas, así como el color gris oscuro intenso de algunos horizontes lutíticos, ponen de evidencia el carácter reductor del medio en el que se generaron estas facies.

#### *Unidad de lutitas rojas*

La unidad anterior pasa verticalmente y de forma gradual a un característico tramo lutítico de color rojizo-versicolor, de espesor variable entre 10 y 40 m. Entre las lutitas se presentan algunas carniolas así como niveles pseudomórficos de anhidritas nodulares ahora ocupados por calcita. También se reconocen finas costras silíceas.

#### *Unidad de lutitas yesíferas versicolores*

Con frecuencia los materiales del Keuper afloran como una masa caótica de lutitas y yesos de tonalidades muy diversas (rojos, grises, verdes, ocre...) en la que resulta difícil realizar estudios de detalle. Los yesos muestran indiferentemente litofacies nodulares y laminadas, y en ellos son muy raras las intercalaciones de carbonatos. En diversas zonas estas facies forman importantes acumulaciones que pueden hacer pensar que se trata de la unidad más potente y representativa del Keuper. Sin embargo, en otros puntos falta parcial o totalmente. Este hecho lo atribuimos a la notable plasticidad de estos materiales que los convierten posiblemente en el principal nivel de despegue tectónico de la formación. El espesor original de esta unidad puede estimarse en 50-80 m.

#### *Unidad de yesos blancos laminados*

En los alrededores de Pont de Suert y Senterada aflora un potente tramo de yesos blancos con litofacies laminada, de características bien diferentes de los que componen la anterior unidad descrita. En este caso, los yesos son muy uniformes y presentan escasas intercalaciones lutíticas, que en tal caso tienen siempre colores grises. Entre los yesos se reconocen algunos niveles dolomicríticos de hasta un metro de espesor. La potencia de esta unidad es de 50-60 m., aunque en algunos puntos parece ser mayor, posiblemente debido a repeticiones en la serie por causas tectónicas.

#### *Unidad lutítico-carbonatada superior*

La serie del Keuper finaliza con una unidad lutítica con niveles de carbonatos de características similares a la unidad basal. En este caso las arcillas muestran tonalidades más variadas (verdes, grises, rojizas...) y entre los carbonatos son frecuentes los niveles oolíticos, a pesar de que son también las dolomicritas laminadas las facies carbonatadas domi-

nantes. El espesor de esta unidad es muy variable según los puntos, pudiendo oscilar entre 10 y 45 m. Sobre estas facies se disponen en tránsito gradual las calizas y dolomías de la Fm. Isábena.

La unidad lutítico-carbonatada inferior constituye una serie regresiva con respecto a las facies carbonatadas del Muschelkalk que la limitan inferiormente: se pasa gradualmente de unas condiciones de sedimentación marina (Muschelkalk) a condiciones de sedimentación inter-supramareal (Unidad lutítico-carbonatada inferior), para pasar finalmente a una llanura lutítica supramareal (Unidad de lutitas rojas), que constituye prácticamente el máximo regresivo en la serie de la Fm. Pont de Suert.

La unidad de lutitas yesíferas versicolores representan el inicio de una nueva transgresión marina, en forma de sedimentación evaporítica (sulfatos y sal). La Unidad de yesos blancos supone una mayor estabilidad de los cuerpos lacustres evaporíticos, alimentados por aguas marinas. Finalmente se establece de nuevo la sedimentación carbonatada, primero con la deposición de las lutitas y carbonatos del techo del Keuper y en un estadio más avanzado con la sedimentación de los carbonatos de la Fm. Isábena.

A diferencia de los Catalánides y otros dominios sedimentarios, el Keuper de este sector de los Pirineos sólo muestra un buen desarrollo evaporítico en la serie superior. El carácter carbonatado del Keuper inferior y su escasa potencia pueden indicarnos una zona de umbral relativo dentro del dominio triásico del Ebro. Durante la sedimentación del Keuper superior la subsidencia debió homogeneizarse con la de los dominios vecinos, tal como muestra el buen desarrollo de la serie evaporítica.

### **El diapirismo triásico de la región cántabro-navarra**

En las regiones de Navarra, País Vasco, Santaner y Burgos quedan bien individualizados 17 diapiros triásicos que se emplazan entre los materiales cretácicos y terciarios de la Cordillera Cantábrica. Los diapiros están alineados según la dirección NO-SE en el País Vasco y Cantabria, y NNE-SSO en Navarra. Estas direcciones son paralelas a las principales estructuras de la región.

Los diapiros tienen forma circular de pocos kilómetros de diámetro y constituyen largas chimeneas salinas (de varios miles de metros en algunos casos) que atraviesan la cobertera llegando hasta la superficie, donde se expanden formando las típicas estructuras en forma de «champañón». En otros casos se trata de simples intumescencias salinas que no llegan a reconocerse en superficie, aunque comportan también importantes acumulaciones salinas en subsuelo (diapiro de Treviño). Litológicamente los diapiros están compuestos por arcilla, sal y anhidrita, aunque también se reconocen importantes masas de ofitas y fragmentos de las rocas encajantes del diapiro que han sido arrancadas e incorporados al mismo durante la halocinesis.

La evolución y forma de emplazamiento de los diapiros es variable de unas zonas a otras del dominio cantábrico, e incluso entre diapiros muy

próximos se ponen de manifiesto evoluciones diferentes. Los diversos autores que han estudiado estas estructuras (LOTZE, 1938; KIND, 1967; HEMPEL, 1967; PFLUG, 1967; STACKELBERG, 1967 y BRINKMANN y LOGTERS, 1968, entre otros) coinciden en el hecho de que en conjunto, el fenómeno halocinético se inició tempranamente en el Cretácico inferior y fue evolucionando de forma más o menos intermitente hasta finales del Terciario.

La paleogeografía de los materiales cretácicos de la cuenca Cantábrica permite ver claramente que la sedimentación de sus materiales estuvo muy condicionada por el desarrollo de los diapiros, que conformaron altos y cubetas con importante acumulación de sedimentos. Así, la serie cretácica alcanza espesores de hasta 8000 metros en el centro de los principales surcos entre diapiros, pasando lateralmente a unos pocos centenares de metros en los flancos de los mismos. Algunos diapiros llegaron a extruir ya a finales del Cretácico (Salinas de Oro, Olo, Alloz, Maestu, etc.), aunque con posterioridad volvieron a ser cubiertos por la sedimentación terciaria. Otros diapiros afloraron durante el Paleoceno o Eoceno, y puede considerarse que durante el Oligoceno y Neógeno la práctica totalidad de diapiros que hoy podemos observar en superficie ya habían extruido. La dinámica de los diapiros cesó en conjunto a finales del Terciario. En ningún caso se ha visto que los depósitos cuaternarios estén afectados por el diapirismo.

Durante el Cuaternario los diapiros han sido objeto de una intensa erosión. Buena parte de ellos se muestran como profundas depresiones (Orduña, Villasana de Mena, Olo, Alloz, etc.) rodeadas por calizas u otras rocas de las formaciones encajantes. En el fondo de estas depresiones sobresalen los bloques de ofitas y otras litologías arrastradas por el diapiro hacia la superficie.

En la zona meridional cantábrica, los diapiros se disponen en dos lineaciones paralelas de dirección ONO-ESE: una que enlaza los diapiros de Villasana de Mena, Orduña, Murguía, Maestu y Estella, y otra que enlaza los de Salinas de Rosio, Añana y Peñacerrada. Más hacia el sur se encuentran los pequeños diapiros de Poza de La Sal, Buezo y Salinillas, de distribución más irregular. En la zona septentrional se encuentran los diapiros de Guernica y Sopelana, entre otros de pequeñas dimensiones.

Los diapiros se han emplazado en el cruce de direcciones relevantes de la estructura alpina de la región cantábrica (STACKELBERG, 1967): así, el diapiro de Orduña se sitúa en el cruce de la línea Villasana-Estella, de dirección NO-SE, con el anticlinal de Sobrón, de dirección NNE-SSO, que atraviesa transversalmente la Cordillera Cantábrica. Este mismo anticlinal separa las cuencas terciarias de Medina de Pomar y Miranda de Ebro. El diapiro de Murguía, situado también sobre la línea Villasana-Estella, se halla en el cruce con la línea de Gorbea-Guernica, de dirección NNE-SSO, sobre la que también se hallan los diapiros de Guernica al norte y Orduña al sur. Un tercer ejemplo claro de este cruce de estructuras lo muestra el diapiro de Estella, situado en el punto de intersección entre la línea de Villasana-Estella y la de Estella-Dax (o «falla» de Pamplona). La línea Estella-Dax constituye un importante accidente transversal a los Pirineos, sobre el que aparentemente también se emplazan los diapiros

navarros de Alloz, Salinas de Oro, Ollo y Añoz, así como otros franceses que afloran en el margen sur de la cuenca de Aquitania.

Para explicar la distribución y características de los diapiros clásicamente se ha admitido el modelo de LOTZE (1938), quien explica el origen de los mismos como consecuencia de la presión litostática de la potente cobertera cretácica, que produjo la migración de las masas salinas del Keuper hacia zonas de menor espesor. La migración se realizó durante el Cretácico, hacia los márgenes norte y principalmente sur de la cuenca cantábrica, donde la serie cretácica se adelgaza notablemente. La migración estuvo favorecida también por el calor producido por el vulcanismo cretácico.

Estudios más recientes del subsuelo de la región cantábrica han hecho pensar a SERRANO y MARTÍNEZ DEL OLMO (ver en este mismo volumen) en un modelo de distribución de las estructuras salinas similar al descrito para el caso del Zechstein alemán. El modelo coincide con el de TRUSHEIM (1960) en cuanto a la geometría final de la sal, con morfologías poco evolucionadas (sencillas intumescencias) hacia los márgenes de cuenca, en el sur, y progresivamente más evolucionadas hasta llegar a la extrusión (diapiros) en las zonas más profundas de la cuenca.

## Bibliografía

- BRINKMANN, V.R. y LÖGTERS, H. (1968): Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. In: *Diapirism and diapirs*, Mem. 8, AAPG: 275-300.
- CALVET, F., ANGLADA, E., SOLÉ, N. y MARC, M. (1988): Evolución sedimentaria del Triásico de los Pirineos. *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona, 11-15 Abril 1988: p. 81.
- CASTELLTORT, F.X. (1986): *Estratigrafía del Muschelkalk mitjà dels Catalànids i sedimentologia de les seves unitats detrítiques*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 102 p.
- GARRIDO MEGÍAS, A. y RÍOS, J.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, prov. de Huesca y Lérida). *Bol. Geol. y Min.*, 83(1): 1-47.
- GOY, A., GÓMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976): El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades estratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- HEMPEL, V.P.M. (1967): Der diapir von Poza de la Sal (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.*, 66: 95-126. Hannover.
- JURADO, M.J. (1989): *El Triásico del subsuelo de la cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 259 p.
- KIND, V.H.D. (1967): Diapire und alttertiär im südöstlichen baskenland (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.*, 66: 127-174. Hannover.
- LOTZE, F. (1938): *Steinsalz und Kalisalze. Lagerstätten der Nichterze III, 1*, Gebrüder Borntraeger, 930 p. Berlín.
- MARZO, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalànides. Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 317 p.
- MARZO, M., CALVET, F., ORTÍ, F. y SOLÉ DE PORTA, N. (1985): Evolución sedimentaria del ciclo triásico en los Catalànides. *Libro de Resúmenes, II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*; La Seu d'Urgell (Lérida): 89-90.

- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C. y ROBERTI, K.J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- MITJAVILA, J.M. (1987): *El volcanisme triàsic del domini meridional dels Catalànids*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 118 p.
- MITJAVILA, J.M. y MARTÍ, J. (1986): El volcanismo triásico del sur de Catalunya. *Rev. Inv. Geol.*, 42-43: 89-103. Barcelona.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- ORTÍ, F. y BAYO, A. (1977): Características litoestratigráficas del Triásico medio y superior en el «Baix Ebre» (Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 213-238.
- ORTÍ, F. (1987): Las evaporitas del Triásico y Lías basal del Este de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 837-858.
- PFLUG, V.R. (1967): Der diapir von Estella (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.*, 66: 21-62. Hannover.
- SALVANY, J.M. (1986): *El Keuper dels Catalànids. Petrologia i sedimentologia*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 128 p.
- SALVANY, J.M. y ORTÍ, F. (1987): El Keuper de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 215-236.
- STACKELBERG, V.U.V. (1967): Der diapir von Murguia (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.*, 66:63-94. Hannover.
- SOLÉ DE PORTA, N., CALVET, F. y TORRENTO, L. (1987): Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 237-254. Madrid.
- SOLÉ DE PORTA, N. y TORRENTO, L. (1985): Sucesión microflorística en el Trías de los Catalánides (NE de España). *Rev. Inv. Geol.*, 41: 17-22, Barcelona.
- TRUSHEIM, F. (1960): Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bull.*, 44(9): pp. 1519-1540.
- VIRGILI, C. (1955): El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides. *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, 13: 37-78.
- VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. IGME*, 69: 856 p.
- VIRGILI, C. (1960): The sedimentation on the Permotriassic rocks in the Noguera Ribagorzana valley (Pyrenees-Spain). *International Geological Congress, Report of 21 Session Nordern, part XXIII*: 136-142.

## **El Triásico y el Liásico basal evaporíticos del subsuelo de la cuenca del Ebro**

**María José Jurado**

En el subsuelo de la cuenca del Ebro están bien representadas las facies triásicas. Los afloramientos más próximos se encuentran en las unidades morfoestructurales que limitan la cuenca (Cadenas Costeras Catalanas, Cordillera Ibérica y Pirineos). Los rasgos estratigráficos, sedimentológicos y estructurales de los materiales triásicos que aquí se presentan son fruto de la elaboración e interpretación de los datos obtenidos en la exploración de hidrocarburos, especialmente de las diagrfías, líneas sísmicas y testigos de sondeos.

En el subsuelo de la cuenca del Ebro se identifica un Triásico en facies germánica con sus tres litotipos característicos: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. En la mayor parte de la cuenca este Triás presenta las características del Triás catalán (VIRGILI, 1987), es decir, las facies Muschelkalk están representadas por dos barras carbonáticas, Muschelkalk inferior y superior, y una intercalación detrítica-evaporítica que corresponde al Muschelkalk medio. Hacia la zona occidental de la cuenca y en los sondeos de Arnedo-1 y Magallón-1, emplazados en la zona de cabalgamientos ciegos de la Cordillera Ibérica sobre la cuenca del Ebro, el Muschelkalk presenta una sola barra carbonática bien desarrollada, que caracteriza a un Triás de tipo ibérico (VIRGILI *et al.* 1977).

Las facies evaporíticas presentan un notable desarrollo en el área central de la cuenca del Ebro. Se han caracterizado tres grandes episodios evaporíticos en facies triásicas (Röt, Muschelkalk medio y Keuper), así como la existencia de una cubeta evaporítica en la que tuvo lugar la sedimentación de los materiales de cada uno de estos episodios (JURADO 1988, 1989).

A partir de la interpretación de las diagrfías de los sondeos que cortan estas facies evaporíticas (figs. 3, 4, 5 y 6) y de un análisis estratigráfico y sedimentológico de las mismas, complementado por el estudio de testigos de sondeo, se han caracterizado diferentes unidades evaporíticas dentro de cada uno de los tres episodios.

Las facies Röt tienen entidad como unidad sedimentaria en la cuenca del Ebro (JURADO, 1989). En los sondeos del área central se han identificado dos unidades: la *Unidad lutítica* y la *Unidad evaporítica*, ambas presentar en las diagrfías electrofacies características (fig. 3). La unidad lutítica (R-1) está constituida por lutitas predominantemente rojas con nódulos de anhidrita. La unidad evaporítica (R-2) está constituida por halita en la zona central de la cubeta evaporítica. Lateralmente, hacia la zona periférica de la cubeta, la unidad evaporítica registra una reducción de potencia y pasa a estar constituida por anhidrita.

En los materiales del Muschelkalk medio se han caracterizado dos unidades en la zona central de la cuenca del Ebro: la *Unidad evaporítica inferior*

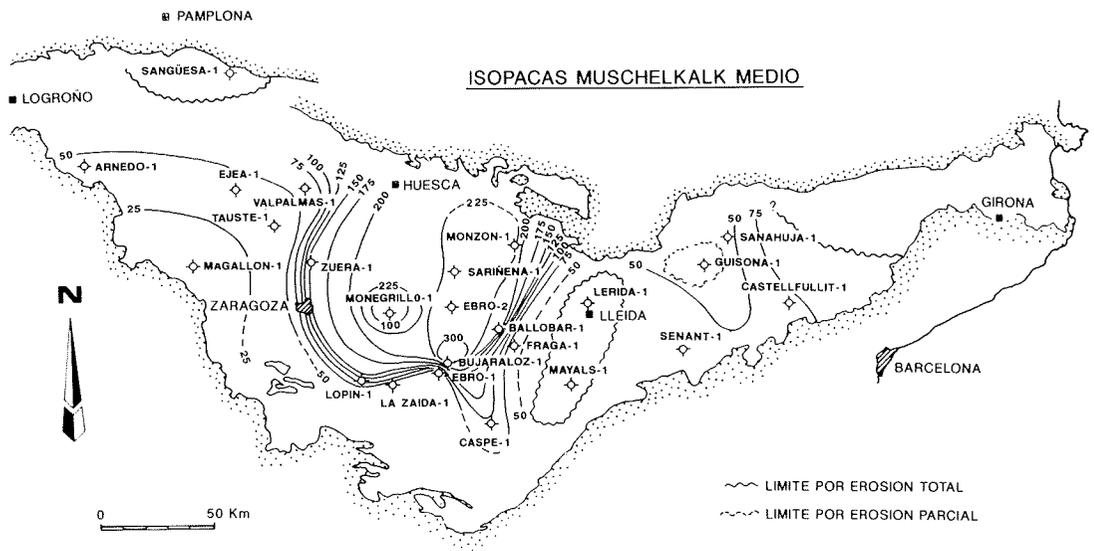


Figura 1: Mapa de isopacas del Muschelkalk medio en el subsuelo de la cuenca del Ebro.

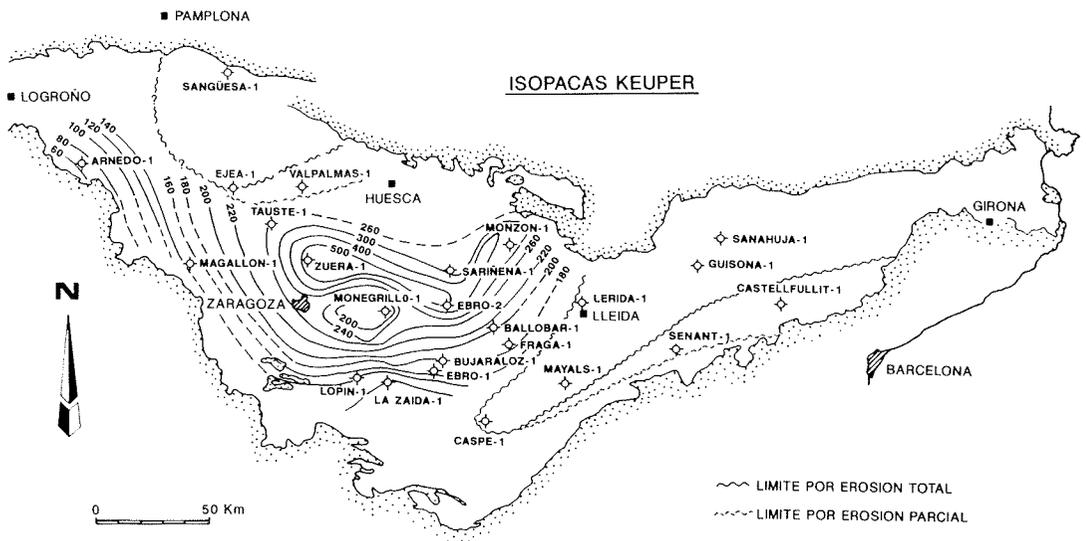
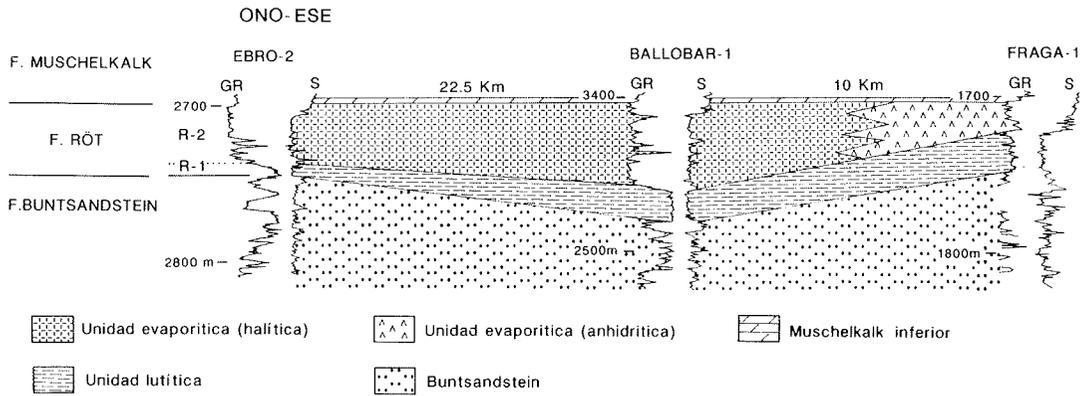
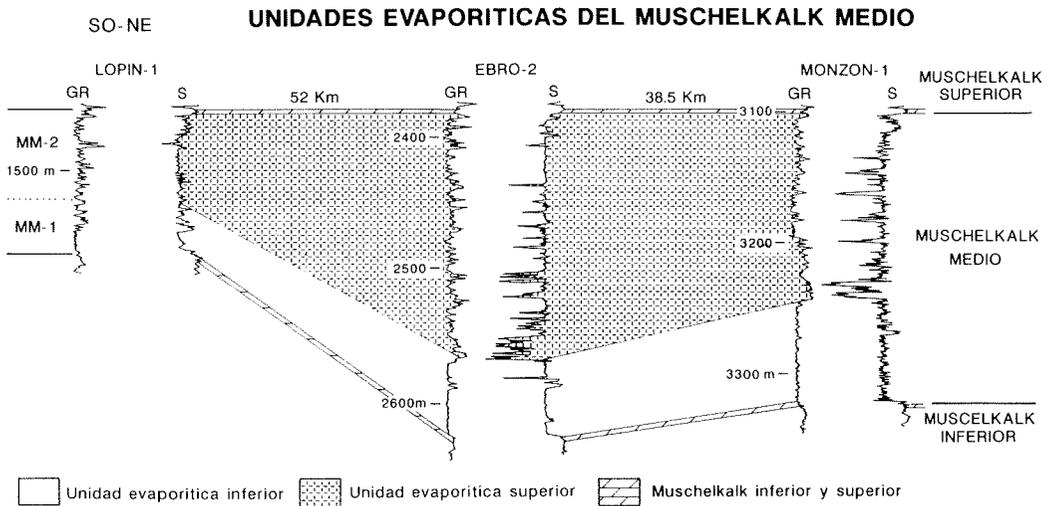


Figura 2: Mapa de isopacas del Keuper en el subsuelo de la cuenca del Ebro.

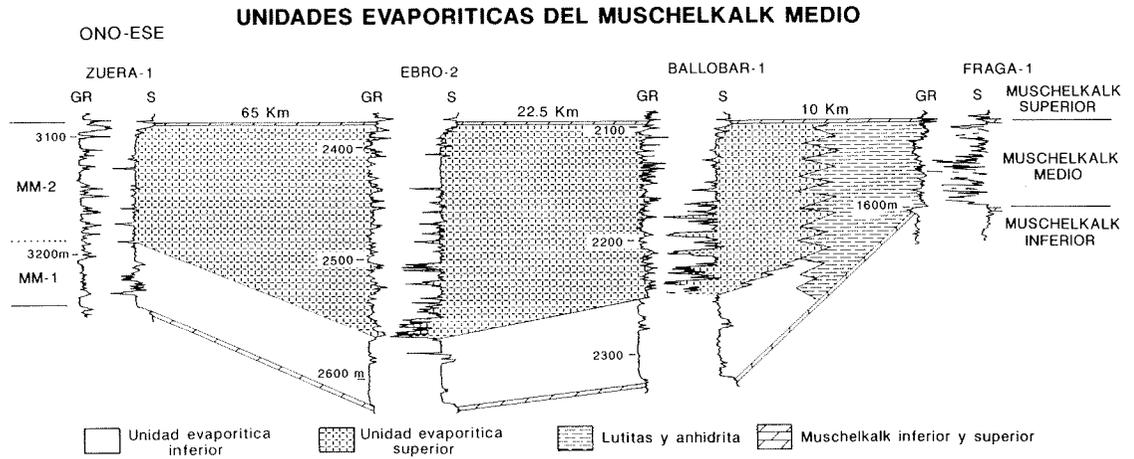
### UNIDADES DE LAS FACIES RÖT



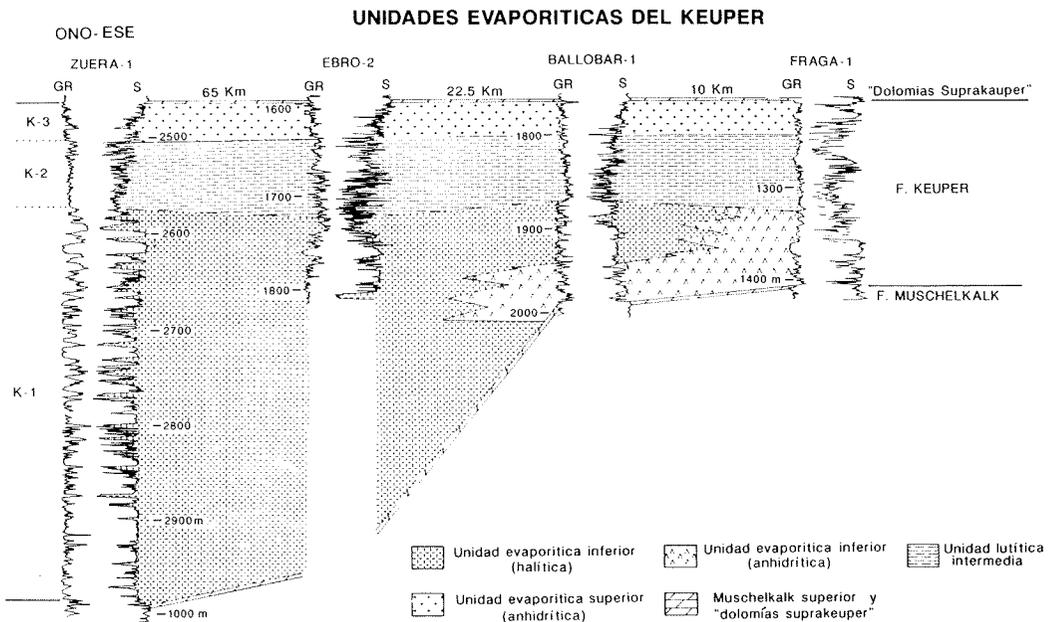
**Figura 3:** Unidades de las facies Röt en el subsuelo de la cuenca del Ebro, obtenidas a partir del estudio de diagráfias.



**Figura 4:** Unidades del Muschelkalk medio del subsuelo de la cuenca del Ebro, obtenidas a partir del estudio de diagráfias.



**Figura 5:** Unidades del Muschelkalk medio del subsuelo de la cuenca del Ebro, obtenidas a partir del estudio de diagráfias.



**Figura 6:** Unidades del Keuper del subsuelo de la cuenca del Ebro, obtenidas a partir del estudio de diagráfias.

(MM-1) y la *Unidad evaporítica superior* (MM-2) (figs. 4 y 5). La primera está constituida por halita con escasas intercalaciones anhídricas y localmente lutíticas. La segunda está constituida también por halita aunque en este caso presenta abundantes intercalaciones lutíticas. Ambas unidades pueden distinguirse en las diagrafas por sus electrofacies características. La potencia de los materiales del Muschelkalk medio se muestra en la fig. 1.

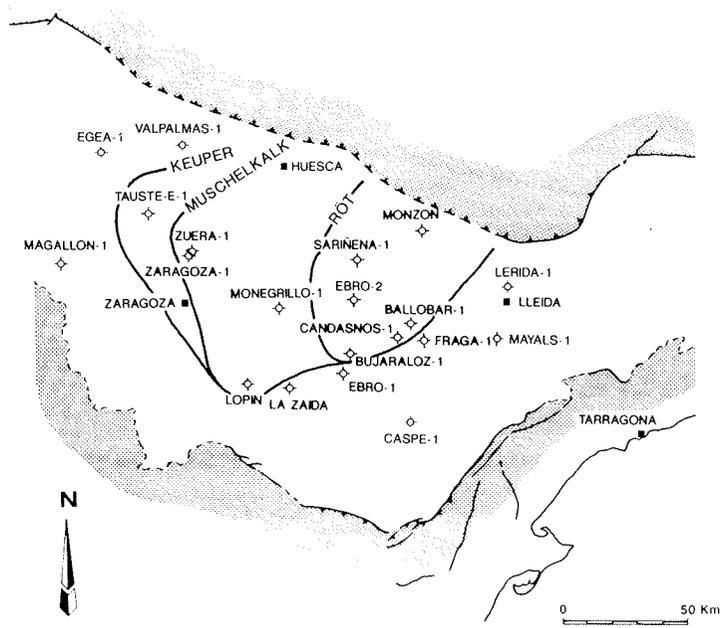
Dentro de las facies Keuper se han caracterizado tres grandes unidades: una *Unidad evaporítica inferior* (K-1), constituida por halita con intercalaciones lutíticas y anhídricas, una *Unidad lutítica intermedia* (K-2), constituida por lutitas, y una *Unidad evaporítica superior* (K-3), constituida por anhídrita. Estas unidades se distinguen a partir de las diagrafas por sus electrofacies (fig. 6) y serían equivalentes de las unidades que se han definido en los Catalánides (SALVANY, 1986) (respectivamente, Fm. Yesos de Miravet, Fm. Arcillas y Yesos del Molar y Fm. Arcillas y Carbonatos del Gallicant) y también se identifican en las facies Keuper del Maestrazgo (JURADO, 1989). La potencia del Keuper se muestra en la fig. 2.

Los tres episodios evaporíticos del Triásico del subsuelo de la cuenca del Ebro tienen sucesivamente mayor importancia tanto en relación a su potencia como a su extensión. La sedimentación evaporítica se desarrolló sobre un área cada vez más amplia, desde el episodio del Röt al episodio del Keuper (fig. 7), y de la misma forma, la potencia de las series evaporíticas fue mayor para cada uno de los tres episodios sucesivos. Así, mientras las potencias de las evaporitas en facies Röt se encuentran en el orden de la decena de metros (menos de 50 metros), las evaporitas del Muschelkalk medio alcanzan potencias del orden de los 300 metros y las del Keuper llegan a superar los 500 metros.

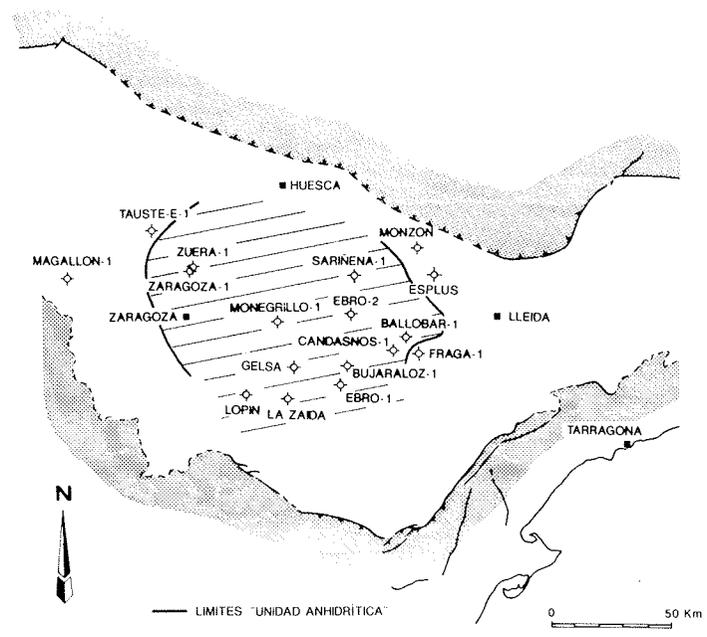
En estos materiales evaporíticos apenas se han desarrollado procesos halocinéticos significativos, y como puede apreciarse en las líneas sísmicas (fig. 9) las estructuras halocinéticas más desarrolladas son almohadillas poco evolucionadas. Su desarrollo estaría condicionado por estructuras alpinas que han dado lugar a deformaciones en la cobertera mesozoica. En algunas de estas estructuras halocinéticas puede apreciarse cómo la deformación halocinética, que afecta principalmente a los materiales mesozoicos, puede dar lugar también a suaves deformaciones en la cobertera terciaria.

A partir de las determinaciones palinológicas (Dra. N. SOLE, en JURADO 1989), se deduce que las facies Röt, en el sector central de la cuenca del Ebro, tienen una edad Anisiense, las facies Muschelkalk en la base del tramo carbonático superior una edad Ladiniense, y la *Unidad evaporítica inferior* del Keuper una edad Ladiniense alta.

En la zona central de la cuenca del Ebro está representado un cuarto episodio evaporítico dentro del Mesozoico, situado en la base de la serie jurásica, que corresponde al Lías basal (separar del Trías s.s.). Estos materiales evaporíticos se disponen sobre unos niveles carbonáticos de algunas decenas de metros de potencia situados al techo de las facies Keuper (equivalentes de la Fm. Dolomías tableadas de Imón, de GOY et. al. 1977).



**Figura 7:** Situación de los límites de extensión de los depósitos de halita para los episodios del Röt, Muschelkalk medio y Keuper en el subsuelo de la cuenca del Ebro.



**Figura 8:** Situación de los límites posibles de la Unidad Anhidrítica en el subsuelo de la cuenca del Ebro.

Este episodio evaporítico, que aquí denominamos «Unidad Anhidrítica», está bien caracterizado en el subsuelo de la cuenca del Ebro a través de la sísmica de reflexión y de los sondeos, y ha recibido otras denominaciones como «zona de anhidrita», «infralías» o «rético». Corresponde a una unidad esencialmente anhidrítica con intercalaciones dolomíticas. De los 18 sondeos que cortan materiales jurásicos en el autóctono de la cuenca terciaria del Ebro, 11 de ellos cortan la unidad anhidrítica (Zuera-1, Zaragoza-1, Sariñena-1, Ebro-2, Ballobar-1, Candanos-1, Bujaraloz-1, Gelsa-1, Lopín-1, La Zaida-1 y Ebro-1, fig. 8). Ninguno de los sondeos del área oriental de la cuenca corta materiales jurásicos, ya que la superficie de erosión preterciaria trunca la serie a nivel de los materiales triásicos e incluso del Paleozoico. También en el área noroccidental de la cuenca el nivel de erosión preterciario afecta a los materiales triásicos, por lo que tampoco existen datos sobre la sedimentación jurásica en dicha área.

La potencia de los materiales evaporíticos controlada en los sondeos puede oscilar entre unos 200 metros (Sariñena-1, Ebro-2, Candanos-1, Ballobar-1) y más de 400 metros (Gelsa-1). En sísmica de reflexión esta formación se suele identificar sin dificultad, ya que presenta en general buenos reflectores a techo y muro, suficiente potencia y un marcado carácter transparente (fig. 9):

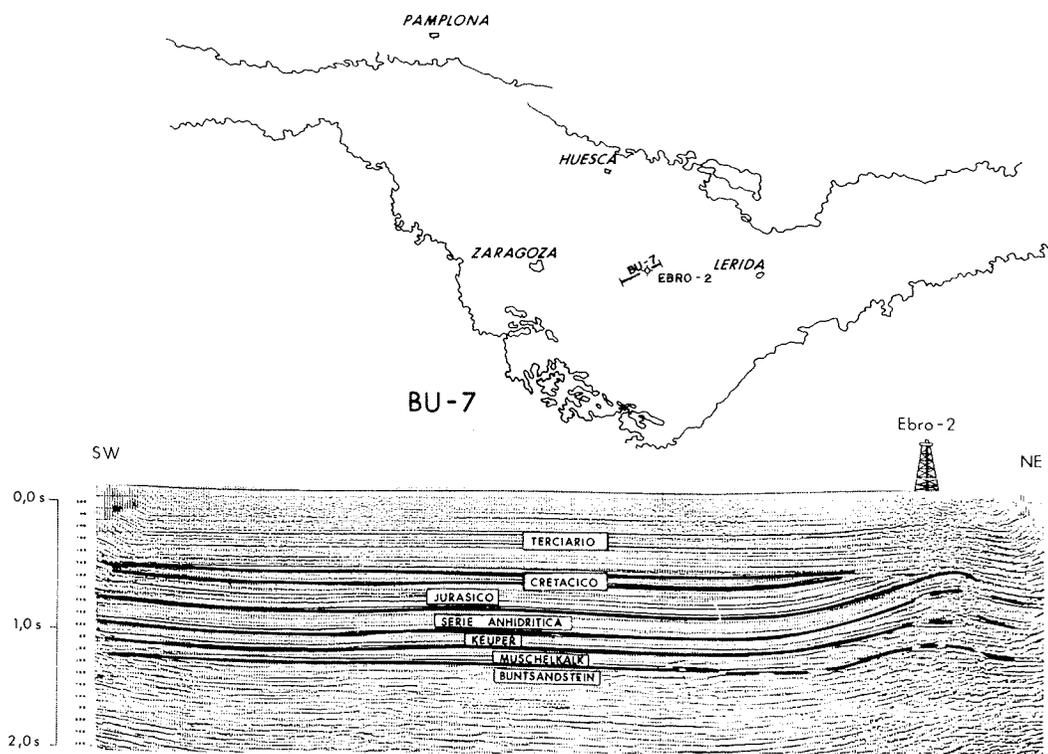


Figura 9: Perfil sísmico Bu-7, en el centro de la cuenca del Ebro.

Las evaporitas de la «Unidad Anhidrítica» delimitan en la cuenca del Ebro un área que puede interpretarse como depocentro evaporítico del Jurásico basal, y que coincide, a grandes rasgos, con el depocentro de los episodios evaporíticos triásicos. El depocentro evaporítico coincide con el área más subsidente de la cuenca del Ebro, localizada en su zona central durante el Triásico y al menos hasta el Jurásico basal.

En algunos sondeos (por ejemplo Arnedo-1, Magallón-1, Fraga-1, Monzón-1 y Esplús-1) con una localización «periférica» en relación al depocentro evaporítico, los materiales de la «Unidad Anhidrítica» no están representados y a éstos corresponden lateralmente brechas y materiales carbonáticos equivalentes de la Fm. Cortes de Tajuña.

### **Bibliografía**

- GOY, A. y YEBENES, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación Dólmias tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4:375-383.
- JURADO, M.J. (1988): Rasgos litoestratigráficos y sedimentológicos de los depósitos evaporíticos triásicos en el subsuelo de la Cuenca del Ebro. *II Congr. Geológ. España, Comunicaciones*, vol. I: 225-227.
- JURADO, M.J. (1989): *El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 259 p.
- SALVANY, J.M. (1986): *El Keuper dels Catalànids: sedimentologia i petrologia*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona.
- VIRGILI, C. (1987): Problemática del Trías y Pérmico superior del Bloque Ibérico. *Cuad. Geológ. Ibérica*, 11:XXXIX-LII.
- VIRGILI, C., SOPEÑA, A., RAMOS, A., HERNANDO, S. (1977): Problemas de la cronoes-tratigrafía del Trías en España. *Cuad. Geológ. Ibérica*, 4:73-80.

## Notas sobre la estratigrafía y facies de la serie triásica en el Alóctono Surpirenaico

Juan Klimowitz y Susana Torrecusa

Geología de Exploración y Síntesis, S.A.L.

La distribución y características de la serie Triásica del área Pirenaica es poco conocida debido a las malas condiciones de los afloramientos, ya sea por encontrarse la serie parcialmente erosionada o por el grado de tectonización al que se encuentra relacionada.

En esta nota se pretende aportar algunos de los escasos datos que ofrecen los sondeos de la exploración de hidrocarburos de la serie Triásica en este área, así como una interpretación de las diagrafas del sondeo Surpirenaica-1 (CAMPSA, 1981), a partir de cuyo análisis se puede ofrecer una visión más clara de la problemática de la estratigrafía de los materiales triásicos en el alóctono Surpirenaico.

Se ha de destacar que la gran mayoría de los sondeos de exploración de hidrocarburos, especialmente en la cuenca de Tresp, finalizaron la perforación una vez atravesadas las series cretácicas y/o jurásicas, al alcanzarse el techo del Keuper.

El sondeo Surpirenaica-1, situado a 12 km al Sur de la localidad de Ainsa (Huesca), es el único de este área que parece controlar prácticamente la totalidad de la serie estratigráfica del Triásico, pues atraviesa series correspondientes al Keuper y Muschelkalk (Inf., Med. y Sup.), así como una serie detrítica atribuida, con alto grado de incertidumbre, a las facies continentales del Buntsandstein.

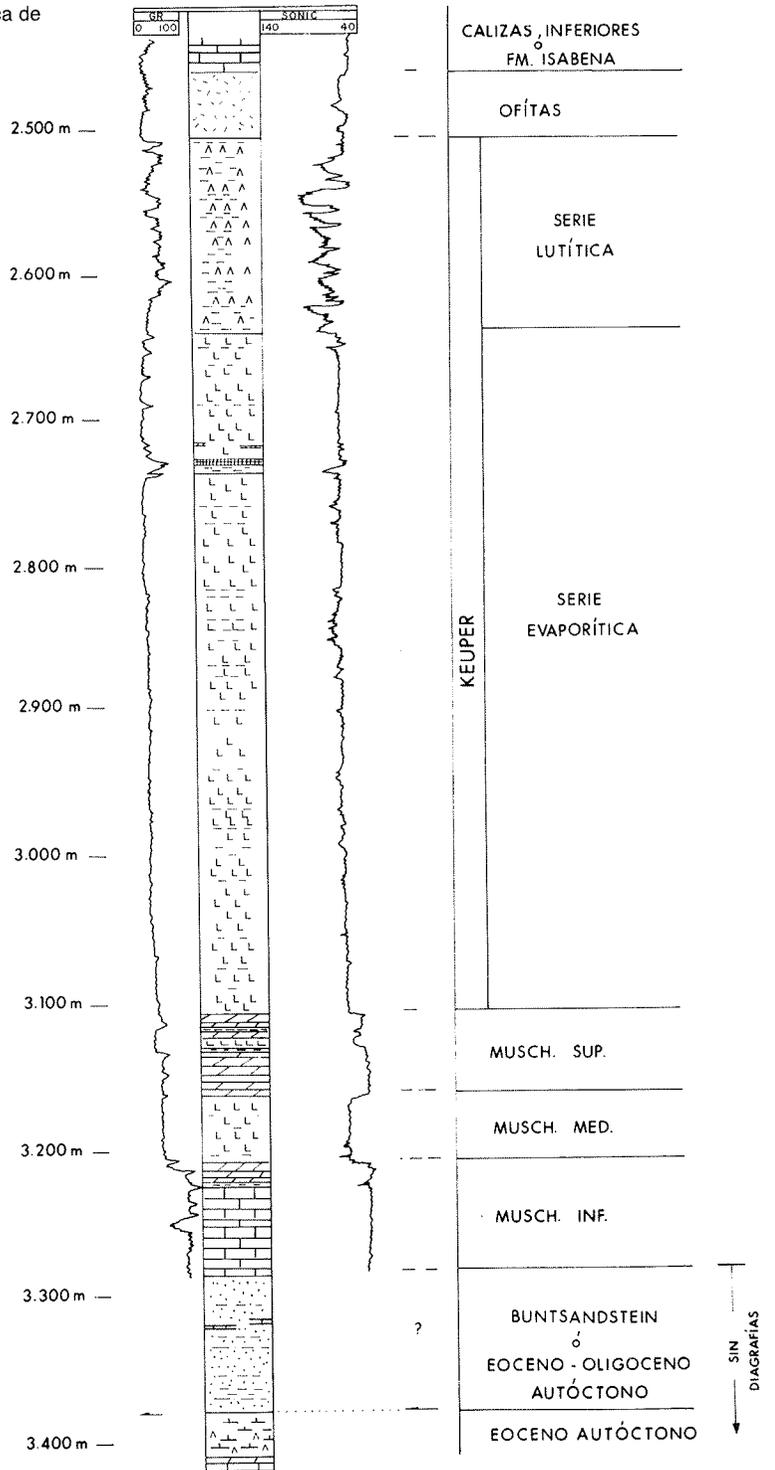
La serie Triásica reconocida en el sondeo Surpirenaica-1 es la siguiente (fig. 1):

a) *Buntsandstein* (?): esta serie detrítica, constituida principalmente por areniscas de cuarzo blanco a rojizo y arcillas grises, representaría una sedimentación de origen continental atribuible por su posición estratigráfica a los términos basales del Triásico. Sin embargo, la ausencia de diagrafas en este tramo, así como la escasez de datos que aportan los ripios correspondientes a estos materiales detríticos, no permite establecer una datación fiable de los mismos. Sin embargo, dada la proximidad a la base de esta serie de una superficie de cabalgamiento, podría suceder que dichos materiales detríticos correspondieran a series continentales del Eoceno-Luteciense equivalentes a las Fm. Capella, Bellmunt o Campanúe.

Debido a la mala calidad de la información de subsuelo de que se dispone en este tramo no es posible diferenciar ningún nivel que pueda ser correlacionado con las facies de tránsito (Röt) entre la sedimentación continental y la sedimentación marina representada por las series carbonatadas del Muschelkalk inferior suprayacente.

b) *Muschelkalk*: se encuentra bien representado en sus tres términos: Inferior, Medio y Superior, observándose dos barras carbonatadas y una serie evaporítica intermedia.

**Figura 1:** Columna estratigráfica de la serie triásica en el sondeo Surpirenaica-1.



El Muschelkalk inferior (M-1) está constituido principalmente por una serie carbonatada de unos 80 m de espesor, compuesta por alternancias de calizas y dolomías, presentando a techo un carácter más dolomítico.

El Muschelkalk medio (M-2) está constituido principalmente por facies evaporíticas (halíticas y anhidríticas) con intercalaciones de arcillas grises. El espesor de este tramo evaporítico es de unos 45 m.

El Muschelkalk superior (M-3) está formado por un paquete de unos 60 m de espesor de dolomías de color gris-marrón con intercalaciones de margas grises. Se observan intercalaciones halíticas en su parte más alta. Estos niveles evaporíticos parecen constituir el paso gradual a la sedimentación evaporítica que se desarrolla en el Keuper inferior.

c) *Keuper*: presenta dos series claramente diferenciadas, una inferior evaporítica y otra superior lutítica.

La serie evaporítica tiene una potencia de 465 m, sin deformación aparente según se observa en los perfiles sísmicos del área. Se compone de sal blanca, anaranjada y translúcida, con intercalaciones de arcilla grises y rojizas y anhidritas.

Ocasionalmente puede interpretarse la existencia de niveles de sales potásicas identificadas por sus peculiares características a partir de distintas diagráffias (GR, SONIC y DENSITY) y que presenta espesores de 1 a 5 m.

La serie lutítica superior está constituida por 130 m de arcillas gris-verdoso a marrón-rojizo con intercalaciones de anhidritas (1 a 3 m).

A techo de esta serie lutítica y por debajo de la unidad carbonatada, correspondiente a la sedimentación carbonatada terminal de la serie Triásica (Fm. Isábena, CALVET *et al.* 1988) se localiza un paquete de ofitas de unos 40 m de potencia de probable carácter intrusivo y que elimina en este sondeo cualquier control sobre el tramo de transición entre estas dos series.

Las unidades superiores del Keuper (tramos de arcillas versicolores, arcillas yesíferas, yesos masivos y lutitas grises con dolomías) así como la sedimentación carbonatada de la Fm Isábena (SALVANY, en el presente volumen) presentan una buena equivalencia con la serie Keuper atravesada en el sondeo Benabarre-1. En este sondeo se observa bajo la Fm Isábena, una unidad de margas dolomíticas con intercalaciones anhidríticas. A continuación aparece una unidad lutítica de arcillas y margas versicolores con pasadas de anhidrita y bajo esta unidad, otra también lutítica de arcillas de color rojo a marrón con intercalaciones de anhidrita cristalina blanca. En los últimos metros de control del sondeo comienzan a aparecer intercalaciones de sal, lo cual podría suponer un control del término superior de la serie evaporítica del Keuper inferior.

En el área de Tremp, el sondeo Isona-1 bis ofrece una buena representación de la serie evaporítica (Keuper inferior) con 1240 m de espesor y la serie lutítica (Keuper superior) con 200 m de espesor. Es posible que la gran potencia de esta serie evaporítica corresponda a una acumulación estructural de tipo dúplex (presencia de tramos alóctonos), aunque podría suceder que esta serie evaporítica comprenda a los materiales del Mus-

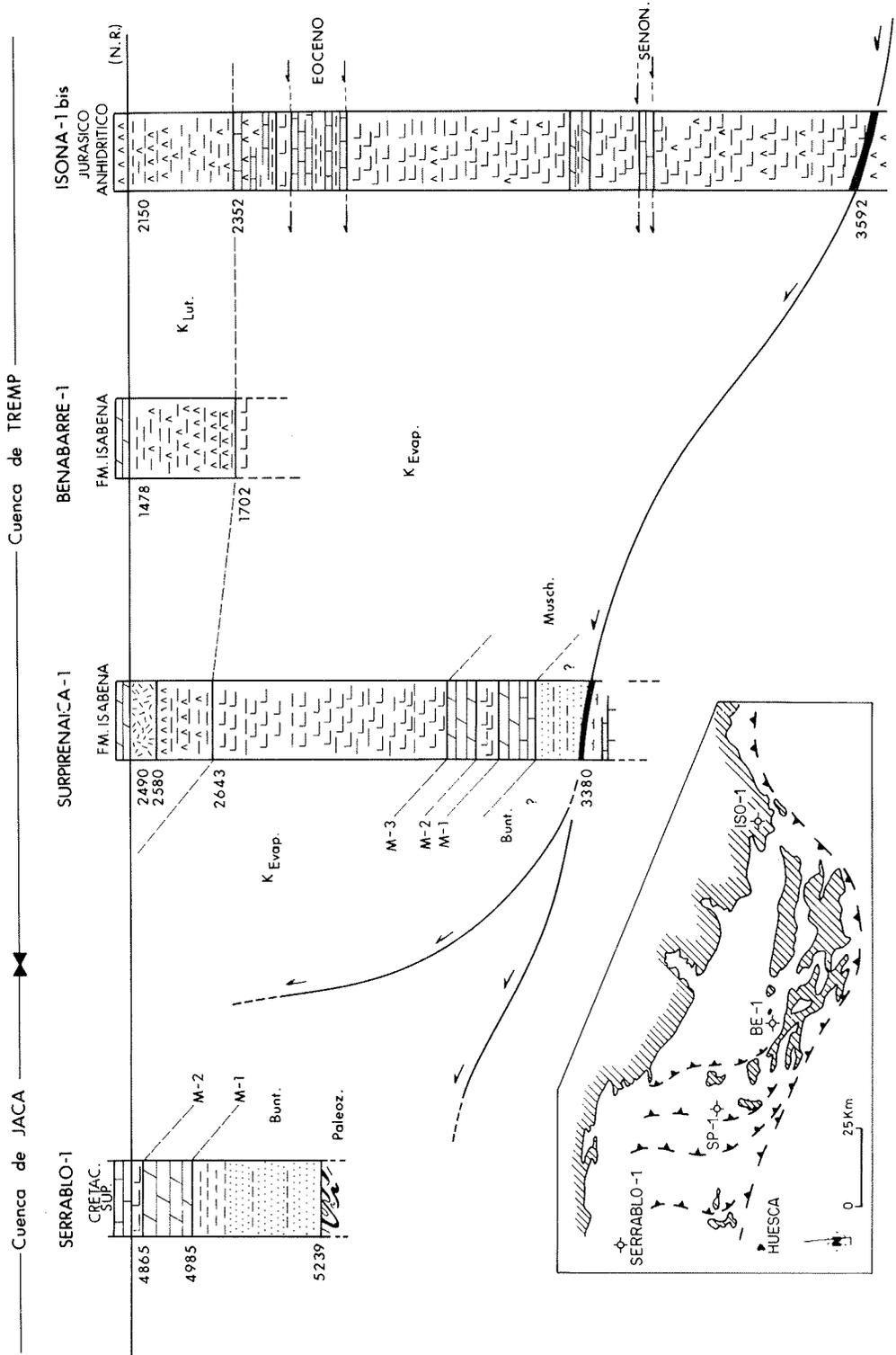


Figura 2: Correlación estratigráfica de la serie triásica de las cuencas de Jaca y Tremp (N.I.R.: nivel de referencia del techo del Keuper).

chelkalk y del Keuper, al igual que sucede en la Fm Pont de Suert (MEY, 1968).

La correlación de las distintas unidades del Keuper entre las cuencas de Jaca y Tresp, e incluso con otras áreas no pirenaicas, presenta de cualquier modo grandes dificultades debido, fundamentalmente, a la imposibilidad de asegurar, en la mayoría de los casos, el grado de aloctonía y/o deformación que hayan podido sufrir las series evaporíticas y arcillosas del Trías en cada una de las distintas unidades alóctonas que constituyen la compleja tectónica Surpirenaica (fig. 2).

### **Bibliografía**

CALVET, F., ANGLADA, E., SOLÉ, N., MARC, M. (1988): Evolución sedimentaria del Triásico de los Pirineos. *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona, 11-15 Abril 1988, p. 81.

MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.

# Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo

Teresa Bartrina y Enrique Hernández

Geología de Exploración y Síntesis, S.A.L.

El Triásico del área del Maestrazgo, a partir de la información de los sondeos de hidrocarburos Mirambel-1, Maestrazgo-1, Maestrazgo-2, Bobalar-1, Bobalar-2 y Salsadella-1 (fig. 1), presenta la siguiente sucesión estratigráfica (fig. 2):

1) *Triásico inferior*. En facies Buntsandstein, con una potencia comprendida entre unos 50 y 200 metros.

2) *Triásico medio*. Está subdividido en tres unidades: a) una serie carbonatada inferior (Muschelkalk inferior) con intercalaciones arcillosas y una potencia que puede superar los 200 metros; b) una serie salina con arcillas y anhídrita (Muschelkalk medio), con un espesor muy variable que alcanza más de 1.200 metros en el sondeo Bobalar-2 (aunque este sondeo atraviesa una estructura en almohadilla halocinética). El Muschelkalk medio se presenta con facies de calizas, dolomías, anhídrita y arcillas en la zona del sondeo Salsadella-1, donde a su vez se observa una fuerte reducción de la potencia; c) una serie carbonatada superior (Muschelkalk superior) con intercalaciones arcillosas y una potencia de unos 150 metros. La potencia del Muschelkalk medio se muestra en la fig. 4.

3) *Triásico superior*. En facies Keuper, con una potencia máxima no superior a los 280 metros (sondeo Mirambel-1). La serie muestra un tramo salino a la base, un tramo arcilloso intermedio y un tramo anhídrico superior (distribución similar a la de la cuenca del Ebro; JURADO, 1989). Sobre las facies Keuper se encuentra la formación «Dolomías Tableadas de Imón» (GOY *et al.*, 1976), con una potencia de 25-30 metros, dando paso a la sedimentación del Lías inferior.

El Muschelkalk medio presenta un estadio inicial de desarrollo halocinético (fig. 3): estadio de intumescencia o almohadilla salina. Posiblemente no haya llegado a alcanzar el estadio diapírico debido a su alto contenido en arcillas y sobre todo anhídrita, ya que, según BELDREEL, (1986) el bajo grado de pureza de la halita debido a intercalaciones puede impedir la evolución total de las estructuras halocinéticas a los estadios más desarrollados. La serie se encuentra muy disturbada por los procesos halocinéticos, los cuales posiblemente han originado la mayor acumulación salina que aparece en el tramo superior de la misma. Las arcillas también pueden haber sufrido movimientos diapíricos, por lo que estas intumescencias podrían tener un origen mixto (halocinesis-arcilocinesis).

En la interpretación sísmica (fig. 3) se aprecia la configuración en cubetas originadas por fallas normales en el zócalo. Se considera como sustrato de la serie salina el Paleozoico, así como el Buntsandstein y el Muschelkalk inferior solidarios al mismo. Esta compartimentación originó el depósito diferencial, en cuanto a potencia, de los materiales del Mus-

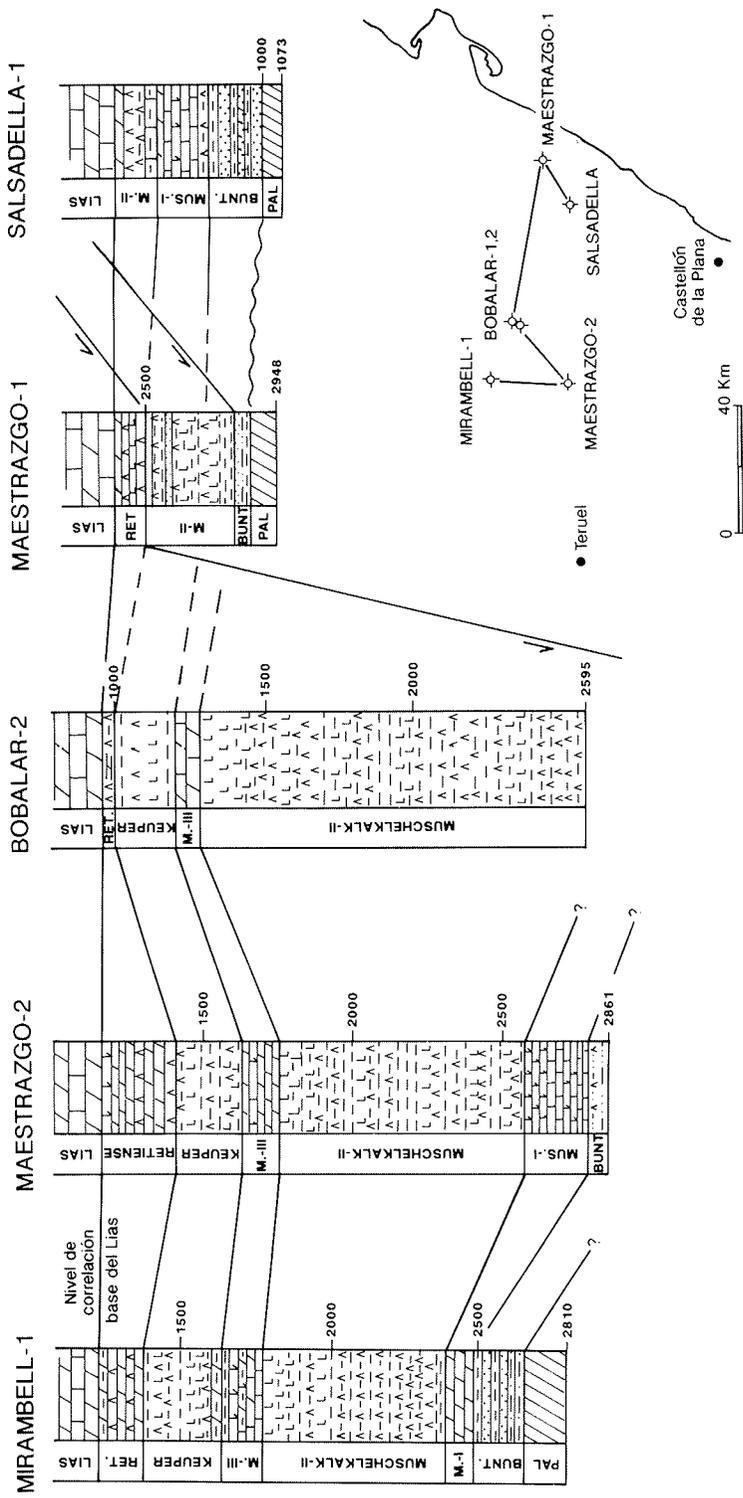
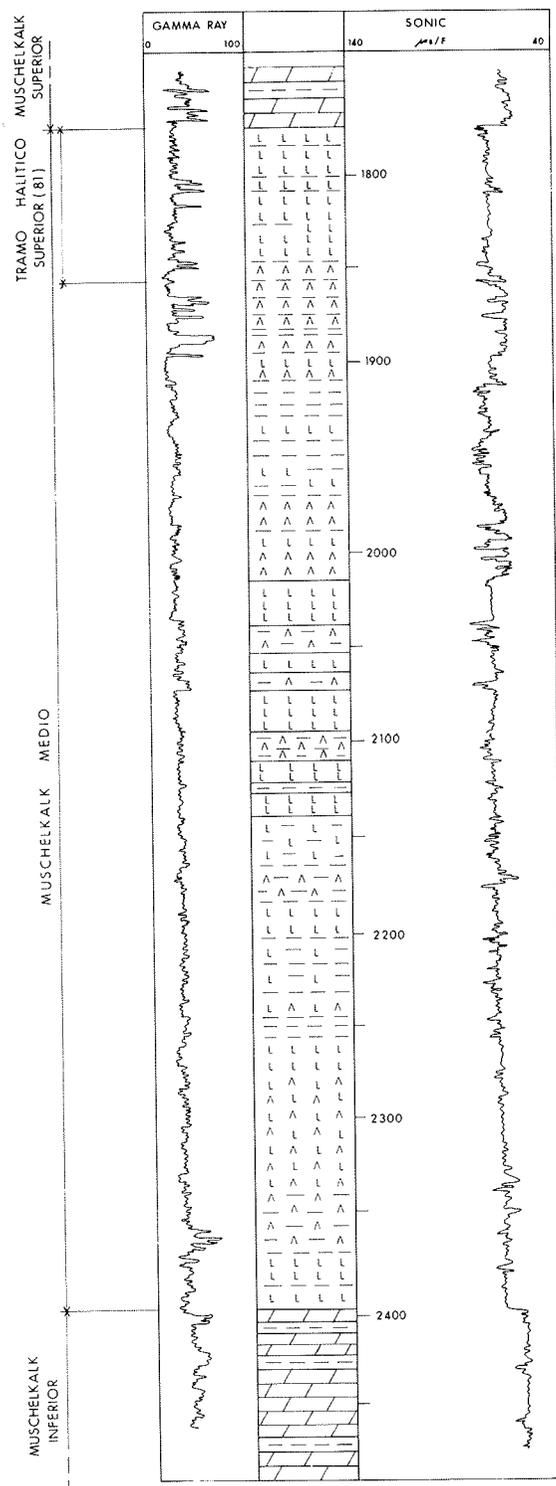
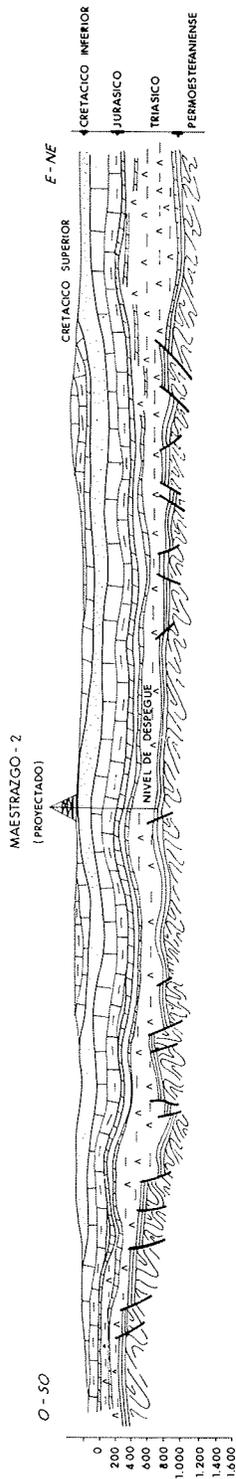


Figura 1: Esquema de correlación de las unidades triásicas en diversos sondeos petroleros profundos en el Maestrazgo.

**Figura 2:** Detalle del Muschelkalk medio en el sondeo de Mirambel-1.



LINEA SISMICA MA - 22



LINEA SISMICA MA - 16

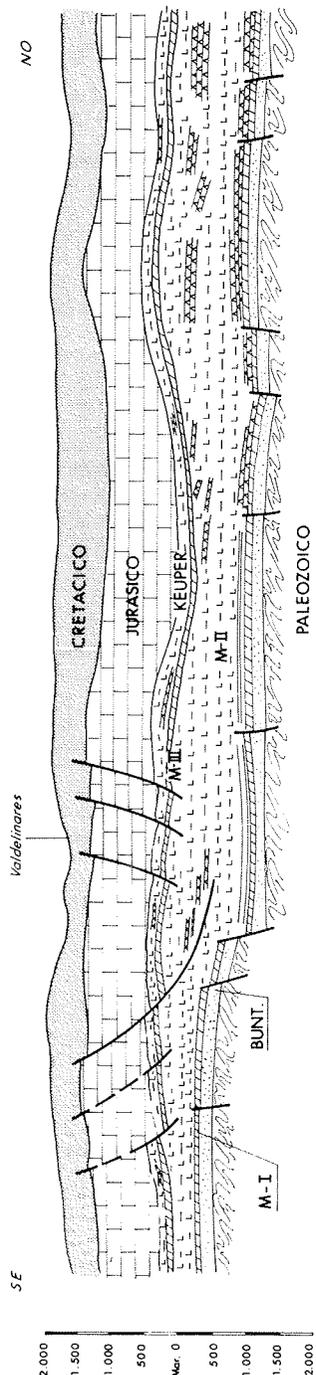
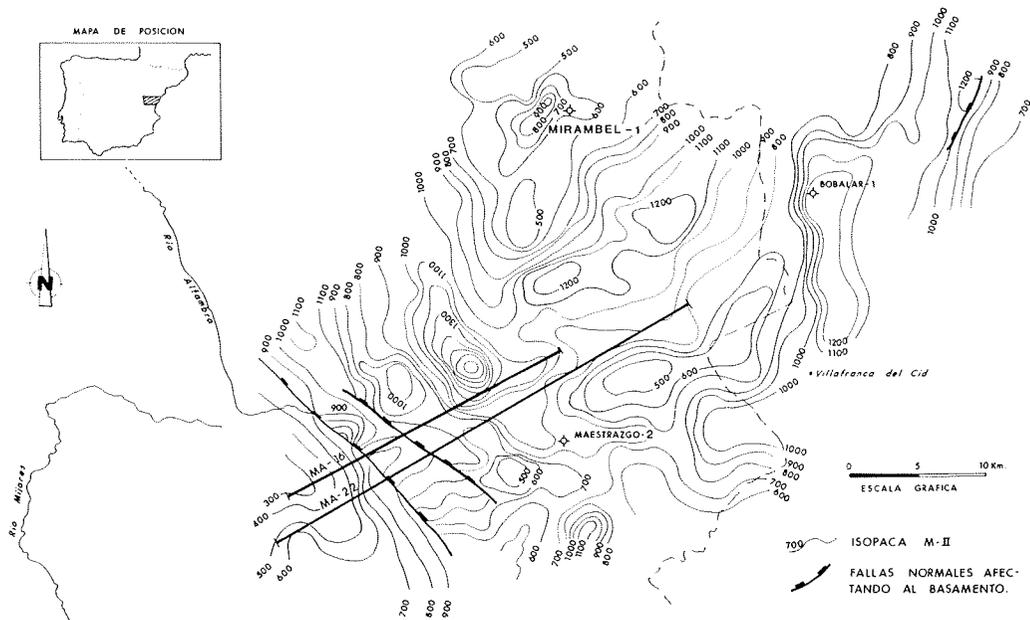


Figura 3: Cortes geológicos del subsuelo del Maestrazgo a partir de la interpretación de líneas sísmicas y de sondeos.



**Figura 4:** Mapa de isopacas del Muschelkalk medio en el Maestrazgo.

chelkalk medio, aunque todas las cubetas estuvieron conectadas entre sí por estos mismos materiales.

El factor de desequilibrio que se interpreta como desencadenante de la halocinesis es la presión ejercida por la serie mesozoica superior, el rejuego de las fallas de zócalo durante el Mesozoico y la potencia diferencial del Muschelkalk medio, que produjo la migración del material hacia los ejes de las cubetas. Las intumescencias del Muschelkalk medio coinciden en superficie con alineaciones anticlinales como la de Bobalar.

El Muschelkalk medio ha actuado además como nivel de despegue regional, y en él enraízan las fallas de la cobertera, según la interpretación sísmica, lo que así mismo revela la importancia de los esfuerzos tectónicos laterales en el desarrollo de las estructuras salinas. En ciertas zonas, como la situada al oeste del sondeo Maestrazgo-2, la interpretación sísmica parece indicar la implicación del zócalo en el acortamiento regional a partir de fallas inicialmente normales que han actuado posteriormente como inversas. Estas fallas se muestran con planos con un mayor buzamiento en la serie supratríaásica, bajo buzamiento en el Muschelkalk medio y de nuevo con mayor buzamiento en los materiales de zócalo (inversión tectónica de las, inicialmente, fallas normales de zócalo).

## Bibliografía

- GOY, A., GÓMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- JURADO, M.J. (1989): *El Triásico del subsuelo de la cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 259 p.

# **Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas**

**Ana Serrano\* y Wenceslao Martínez del Olmo\*\***

\* Geología de Exploración y Síntesis, S.A.L.

\*\* REPSOL Exploración, S.A.

## **Introducción**

El presente trabajo pretende esquematizar la estructura interna, la evolución, la distribución, el origen y la edad de las acumulaciones salinas a lo largo de la cuenca. También pretende describir las causas de la iniciación y desarrollo del movimiento de la sal y, por último, el papel que juega la tectónica compresiva alpina en este movimiento.

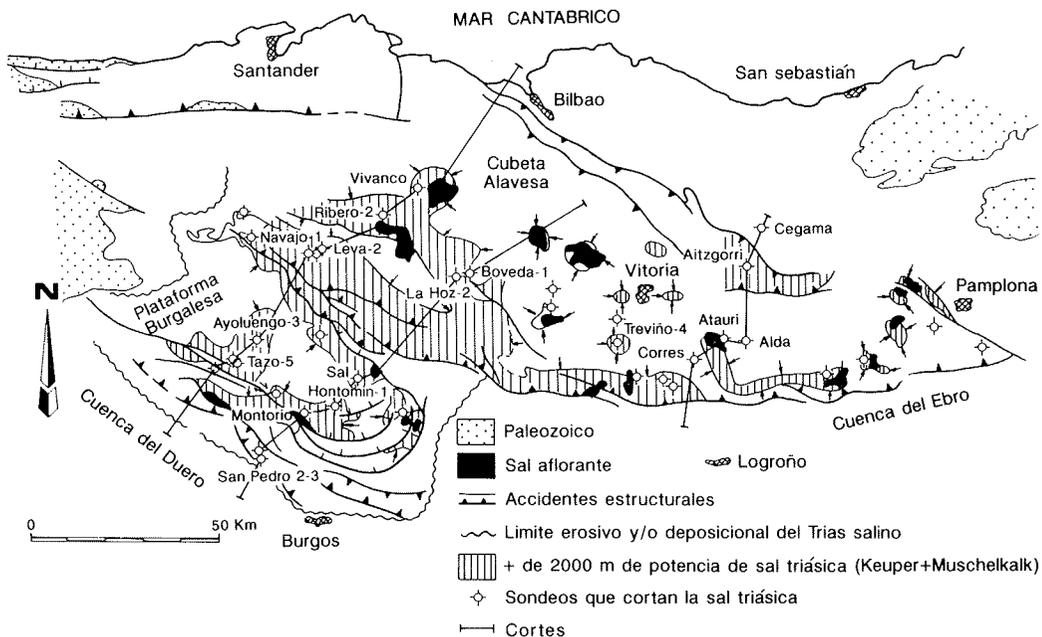
En nuestro anterior artículo «Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro» (SERRANO *et al.*, 1989) se estudiaba la disposición del Trías salino (Keuper y Muschelkalk) a partir de la información procedente de la exploración de hidrocarburos (sísmica y sondeos).

La interpretación del techo del Trías salino (techo de las Facies Keuper) permitió la realización del mapa de profundidades del mismo mostrando una disposición variable dependiendo del desarrollo de las estructuras salinas en intumescencias, diapiros o cubetas a partir de las que ha migrado la sal.

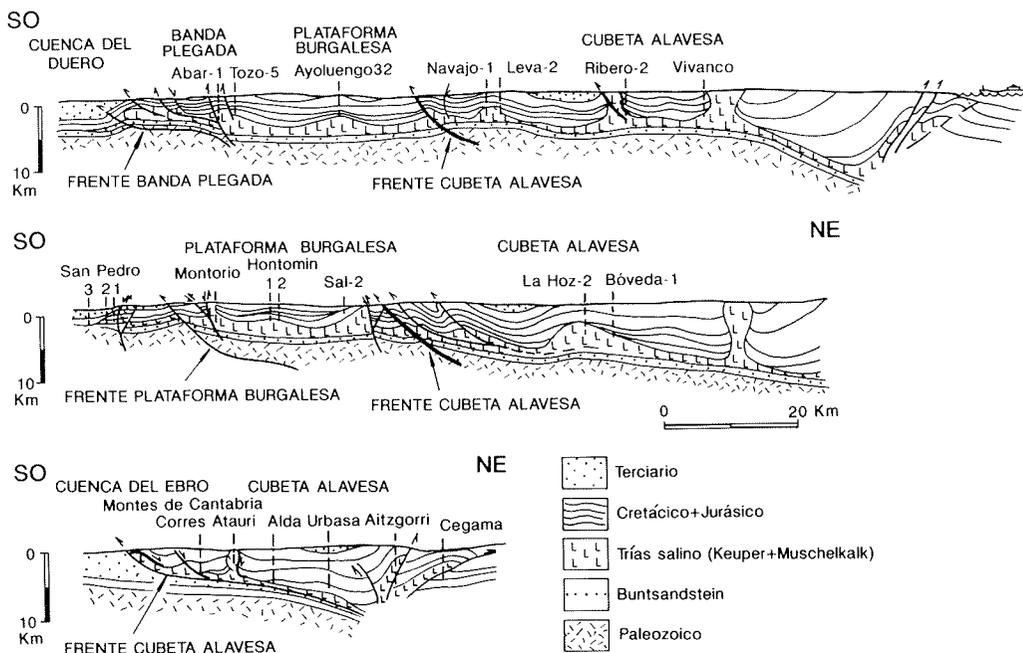
La interpretación de la base del Trías salino (base del Muschelkalk o del Keuper), más especulativo debido a la falta de datos, permitió conocer orientativamente el orden de potencias de éste y por tanto, la realización del mapa de isopacas.

A partir de estos dos mapas, profundidad y potencia del Trías salino, se realiza el esquema de acumulaciones salinas y, de este modo, el mapa de las zonas preferenciales hacia las que ha migrado la sal (fig. 1). Los cortes geológicos a través de dichas zonas se muestran en la fig. 2.

Debido a la actividad halocinética a la que ha estado sometido el Trías salino, es difícil saber dónde se encontraba la mayor potencia de sal, ya que ésta, no está en su posición inicial. Sin embargo, todo parece indicar que las menores potencias originales se encontraban al sur, donde se situaba el límite deposicional de la cuenca, aumentando desde allí progresivamente hacia el norte.



**Figura 1:** Mapa geológico del Dominio Cantábrio-Navarro con situación de los diapiros triásicos y zonas de acumulación salina en subsuelo superiores a los 2.000 metros. Se sitúan los principales sondeos estudiados y los cortes de la figura 2.



**Figura 2:** Cortes geológicos a través de la Región Cantábrio-Navarra, mostrando el diferente desarrollo de las estructuras salinas triásicas y la disposición de los materiales encajantes.

## **Estructura interna de la sal**

A partir del estudio de las diagrañas de los sondeos se pueden identificar paquetes litológicamente diferenciables: salinos, anhidríticos, arcillosos, ofíticos, etc. (fig. 3).

Sin embargo, la serie que cortan los sondeos no corresponde en general, a la serie estratigráfica original y ello es debido a la intensa actividad halocinética a la que ha estado sometido el Trías salino. Es pues, muy difícil la reconstrucción estratigráfica de éste, ya que, ha sido total o parcialmente removilizado. Los sondeos que cortan los flancos, o el núcleo, de estructuras salinas (Abar-1, Atauri-1, etc.) reconocen mayor número de tramos salinos con respecto a los sondeos situados en los sinclinales, centros de migración de la sal. Es en éstos, en los que reconocemos proporcionalmente mayor número de capas más densas que la sal: anhidritas, carbonatos, ofitas, etc., y por consiguiente menos susceptibles de movilización (San Antonio-1, Castillo-5, etc.).

Aunque en el interior de las estructuras salinas cabe esperar mayor presencia de litologías salinas que en las cubetas, la complejidad de la serie en dichas estructuras es muy elevada y presenta además de sal, tramos compactos que arrastra ésta en su ascenso.

El reconocimiento de la estratigrafía interna de las estructuras salinas, ya sean almohadillas o diapiros, sólo se puede conseguir a partir de la realización de numerosos sondeos (para la caracterización de capas y correlación). De hecho, estructuras salinas hoy bien conocidas como el «Diapiro de Görleben» (R.F.A.) o la «Ronnemberg Potash Mine» (R.F.A.), lo han sido a partir de sondeos y/o minas.

En las diagrañas de algunos sondeos situados en estructuras salinas (Atauri-1, Rojas NE-1, etc.) (fig. 3), se observan algunos metros a techo de la serie que aunque no presentan la clásica zonación de «cap rock»: anhidritas, zona de transición y carbonatos, sí presentan tramos anhidríticos y tramos de yesos, arcillas y anhidritas (zona de transición) que pueden corresponder al desarrollo de un «cap rock» incompleto. En otros sondeos (Vivanco-1, y los distintos sondeos Elvira, etc.) existen brechas a techo de las estructuras halocinéticas, brechas que pueden asociarse a un «cap rock».

## **Distribución, evolución y origen de las estructuras salinas en la cuenca**

El Dominio Cántabro-Navarro presenta una distribución de estructuras salinas que según las zonas manifiestan un diferente grado de evolución:

### *Zona de almohadillas (Perfiles 1, 2 y 3)*

*En la Banda Plegada - Plataforma Burgalesa* (fig. 4), observamos estructuras en almohadilla de baja amplitud.

*En las Bandas de los Montes de Tesla y La Hoz-Sobrón*, situadas al suroeste de la Cubeta Alavesa, existen dos grandes alineaciones de acumulación salina flanqueando el suroeste y noreste del Sinclinal de Villarcayo

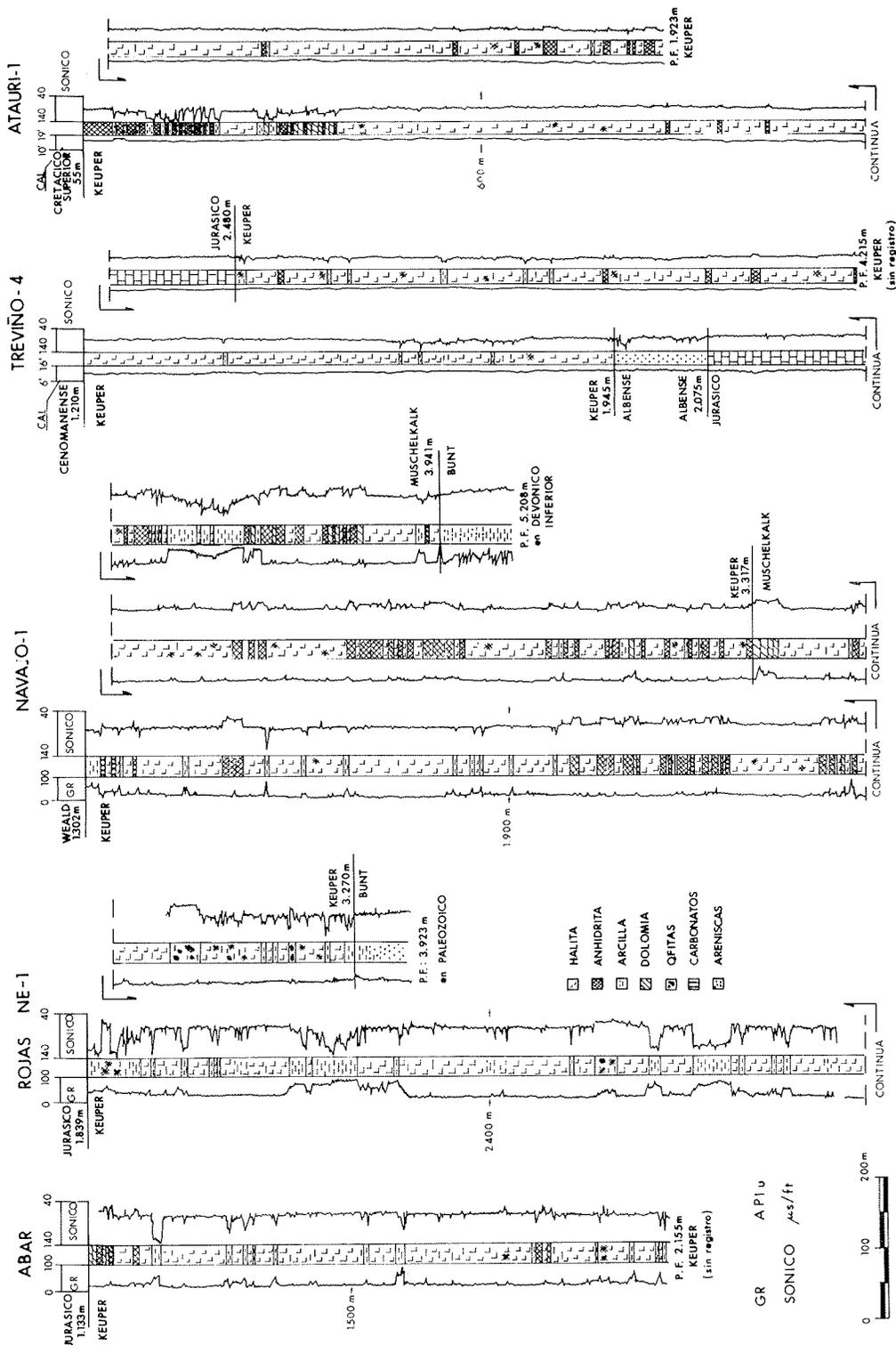


Figura 3: Interpretación litológica del Trias salino a partir de las diagratias en los sondeos Abar-1, Rojas NE-1, Navajo-1, Treviño-4 y Atauri-1.

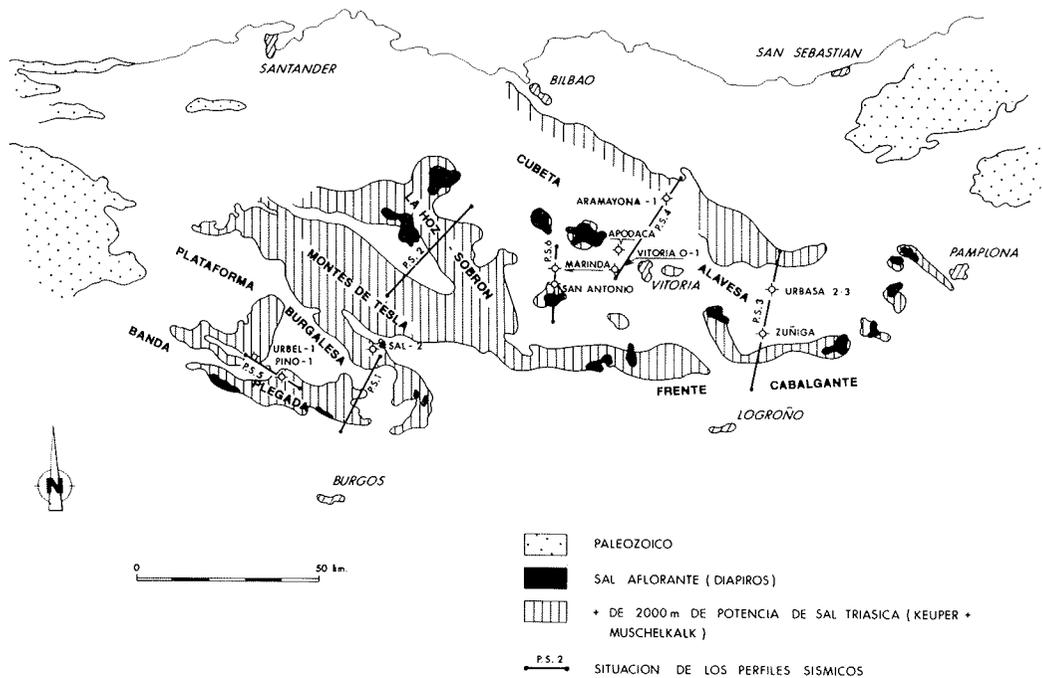


Figura 4: Mapa de situación de los perfiles sísmicos.

(fig. 4). Toda esta banda muestra estructuras en almohadillas de gran amplitud a partir de las cuales se dan diapiros perforantes. Es un paso más en la evolución hacia el interior de cuenca salina, «migración centrípeta».

Asociados al *frente de la Cubeta Alavesa*, que cabalga unos veinte kilómetros sobre la cuenca del Ebro, se desarrollan estructuras salinas (fig. 4) con morfologías originales almohadilladas de gran amplitud y lateralmente diapirizadas.

El flanco sur de la Cubeta Alavesa se identifica como un ejemplo de almohadillas y fallas de crecimiento, con cerros jurásicos y cretácico inferior, provocados por fallas lítricas de cobertera relacionadas con el movimiento salino. Las fallas desplazan varios kilómetros estos materiales de su posición original, quedando amplias zonas a techo de la sal sin presencia de ellos.

La tectónica distensiva presente en la cuenca desde el Trías hasta el Cretácico Superior, desarrolla fallas a muro del Trías salino implicando al sustrato. Se inicia así la halocinesis que generará fallas de colapso, fallas de crecimiento, que enraízan en la capa salina. Cuando los esfuerzos laterales distensivos decaen, la elevación creada por los primeros movimientos de la sal permite que la ascensión de ésta continúe, debido a fenómenos gravitacionales producidos por la inversión de densidades («Buoyancy») existen entre la sal y los materiales suprayacentes más densos —Distensión Inestable— (JACKSON y TALBOT, 1986).

Posteriormente, en la compresión alpina, estas estructuras salinas, volverán a tener movimiento debido a esfuerzos laterales de origen compresivo. Una vez disipados estos esfuerzos y ausentes las fuerzas gravitacionales, el movimiento de la sal se detiene —Contracción Estable— (JACKSON y TALBOT, 1986).

En el área de la Banda Plegada - Plataforma Burgalesa, aunque se caracteriza por morfologías de almohadilla, se describen, en algún caso, diapiros (zona de Zamanzas, Diapiro de Poza de la Sal, Diapiro de Salinillas, etc.) (figs. 1 y 2).

Como ya hemos comentado, a lo largo de la gran alineación, en almohadilla, de La Hoz-Sobron existen extrusión como la del Diapiro de Salinas de Rosio (figs. 1 y 2). En este diapiro se observa un «overhang» muy superficial intraterciario.

En el frente de la Cubeta Alavesa, las estructuras salinas, aunque son almohadillas en origen, llegan a perforar en algún caso aflorando actualmente, como en el Diapiro de Estella).

Creemos que en general, la extrusión de estos diapiros encontrados en la zona de almohadillas, se puede deber a fenómenos ligados a la tectónica alpina (no se observan «rimsynclines» secundarios que definan el estadio diapírico). La sal originalmente en almohadillas se tectoniza, en los materiales encajantes debido a esfuerzos laterales compresivos.

#### *Zona de diapiros (Perfiles 3, 4 y 6)*

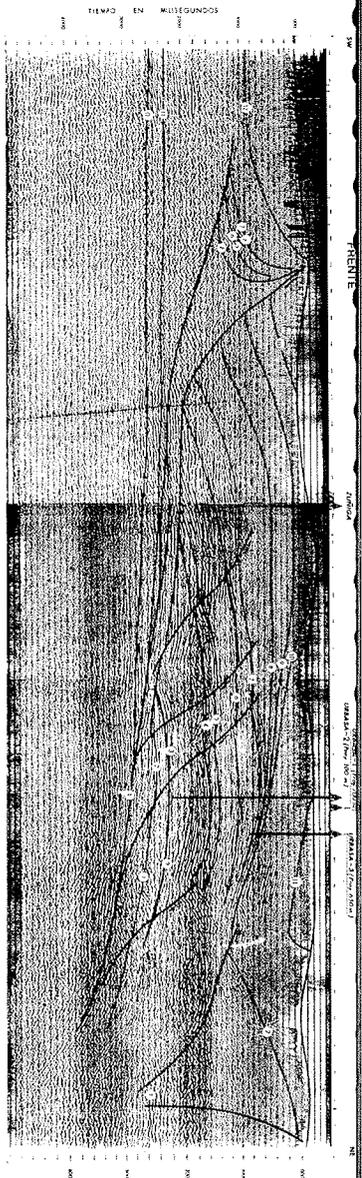
En la *zona central de la Cubeta Alavesa* existen morfologías diapíricas muy evolucionadas, cicatrices salinas (por ejemplo, sur del sondeo Apodaca-1) y diapiros (por ejemplo, diapiro de Salinas de Añana) (fig. 4) y grandes fallas de colapso con rotación de bloques que condicionan el desarrollo de mínimos de espesor como el de Apodaca y el de Urbasa. La iniciación del movimiento salino a partir de fallas del sustrato es continuada después por la «buoyancy» facilitando la evolución salina primero a almohadilla y más tarde a diapiro.

Esta mayor evolución con respecto a la zona generalizada de almohadillas puede estar relacionada con la presencia, aquí, de mayores potencias de materiales suprayacentes a la sal.

La compresión alpina prácticamente no afecta a los diapiros de esta zona. Una vez formadas las estructuras salinas, el cabalgamiento de la Cubeta Alavesa viaja con las estructuras sin modificarlas excepto en el frente cabalgante.

*En resumen*, la evolución de las estructuras salinas en la cuenca es la siguiente:

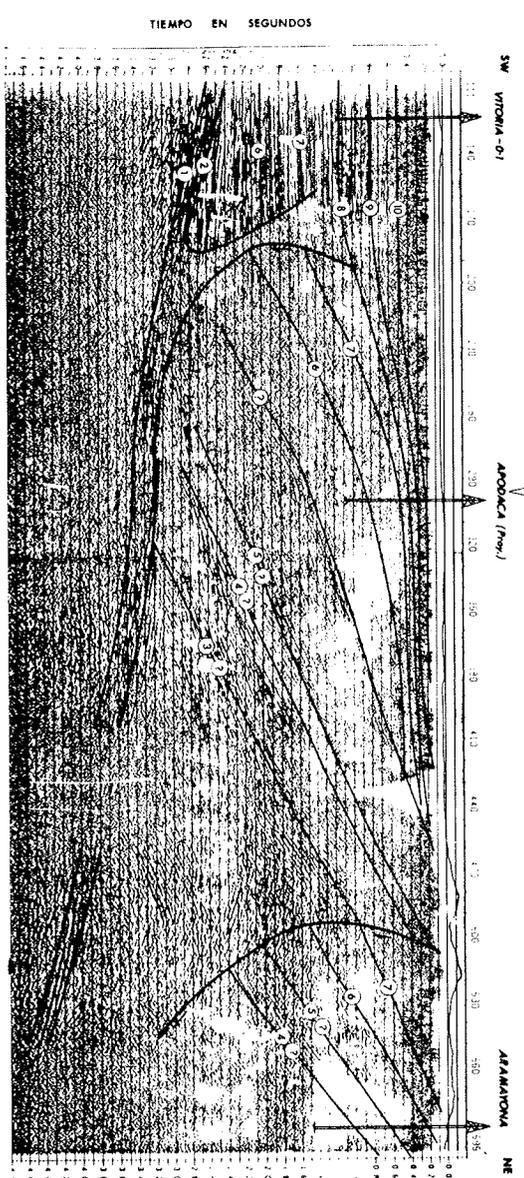
- Almohadillas de baja amplitud en la Banda Plegada - Plataforma Burgalesa.
- Almohadillas de gran amplitud y diapiros asociados en las bandas de los Montes de Tesla-La Hoz-Sobron y flanco sur de la Cubeta Alavesa.
- Diapiros en la Cubeta Alavesa.



PERFIL - 3

LINEA SISMICA

- ⑫ BASE DEL TERCIARIO SUPERIOR
- ⑩ BASE DEL EQUIVALENTE LAT DE
- ⑧ BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- ⑤ TECHO DEL TRIAS KEUPER
- ⑪ BASE DEL TERCIARIO INFERIOR
- LAS "CALIZAS DE SUBIJANA"
- ⑦ TECHO DEL ALBENSE
- ④ TECHO DEL PURBECK
- ② TECHO DEL TRIAS SAUNO
- ⑨ TECHO DEL CENOMANENSE
- (CONIACENSE SANTONIENSE)
- ⑥ TECHO DEL APTENSE
- ③ TECHO DEL JURASICO
- ① TECHO DEL PALEOZOICO

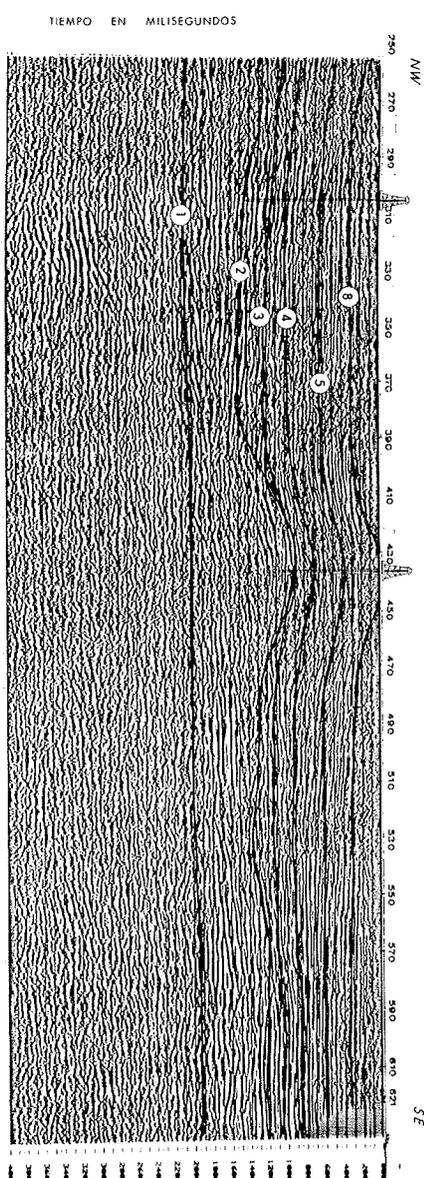


PERFIL - 4

LINEA SISMICA

S-82-22

- ⑩ BASE DE "LAS CALIZAS DE SUBIJANA"
- ⑧ BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- ③ TECHO DEL TRIAS KEUPER
- (CONIACENSE SANTONIENSE)
- ⑦ TECHO DEL ALBENSE
- ④ TECHO DEL PURBECK
- ① BASE DEL TRIAS SAUNO
- ⑨ TECHO DEL CENOMANENSE
- ⑥ TECHO DEL APTENSE
- ③ TECHO DEL JURASICO



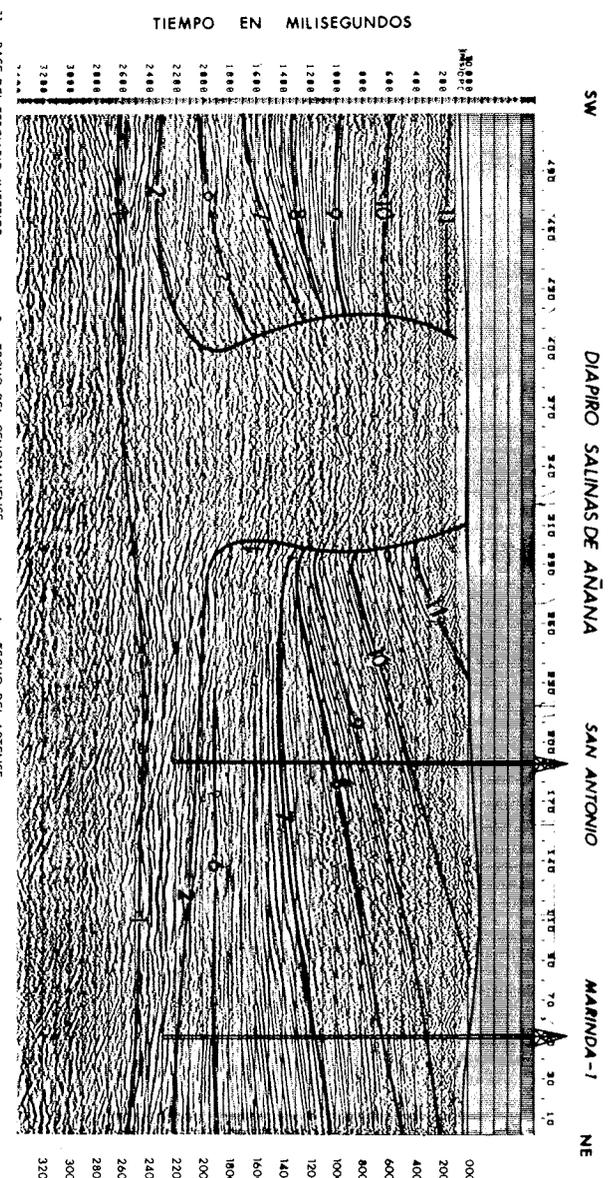
PERFIL - 5

LINEA SISMICA

BG-12-41

BANDA PLEGADA

- ⑧ BASE DEL CRETACICO SUP
- ④ TECHO DEL PURBECK
- ② TECHO DEL TRIAS KEUPER
- ⑤ TECHO DEL WEALD
- ③ TECHO DEL JURASICO
- ① BASE DEL TRIAS BUNIS/ANDSTEN



PERFIL - 6

LINEA SISMICA

S-84-04

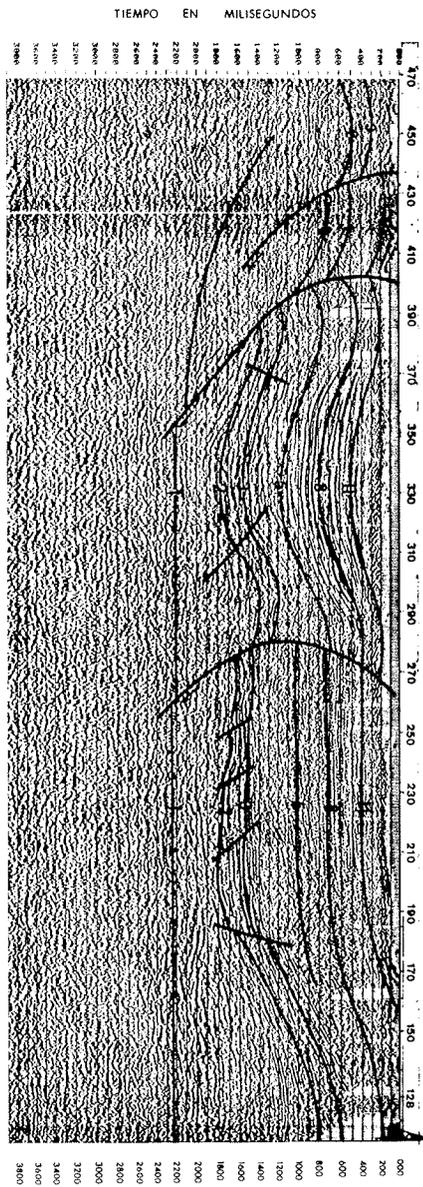
CUBETA ALAVESA

- ⑪ BASE DEL TERCIARIO INFERIOR
- ⑨ TECHO DEL CENOMANENSE
- ⑥ TECHO DEL APTENSE
- ⑩ BASE DE LAS "CALIZAS DE SUBIJANA"
- ⑧ BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- ② TECHO DEL TRIAS KEUPER
- ⑦ TECHO DEL ALBENSE
- ① BASE DEL TRIAS SAUNO
- (CONIACENSE SANTONIENSE)

SW

SAL-2 (prof. 400 m)

NE



PERFIL - 1

LINEA SISMICA

BG 12-21

PLATAFORMA BURGALESA

- 11 BASE DEL TERCIARIO SUPERIOR
- 8 BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- 5 TECHO WEALD-BASE ALBENSE
- 3 TECHO DEL JURASICO
- 2 TECHO DEL TRIAS KEUPER
- 1 TECHO DEL TRIAS BUNTSANDSTEIN

PR 42

PR 42P

SW MONTES DE TRESA

SINCLINAL DE VILARCAVO

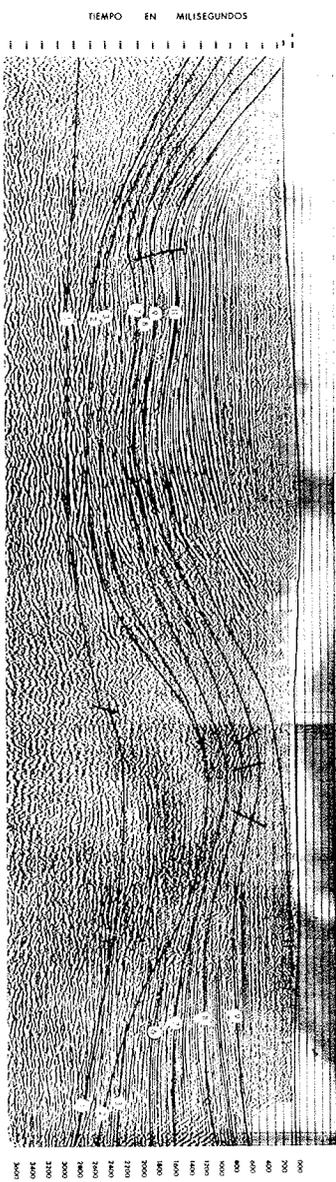
LA HOZ-SOBRON

CUBETA ALAVESA

NE

PERFIL - 2

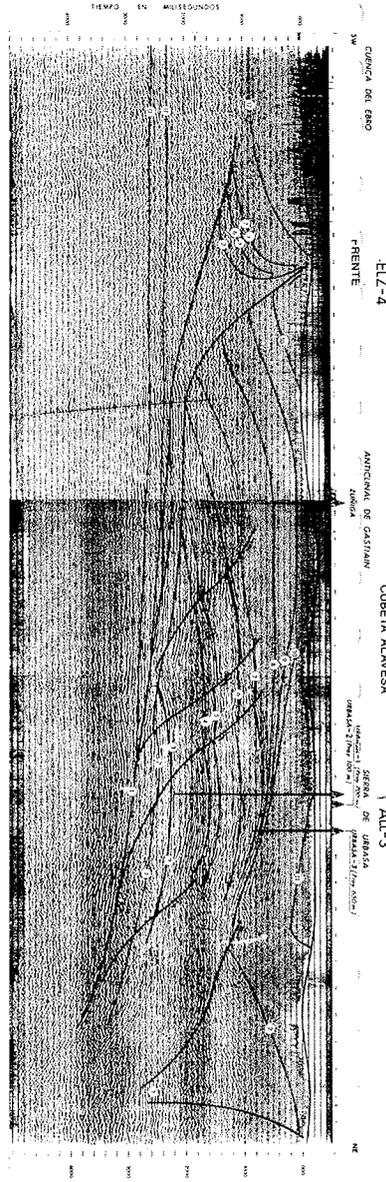
LINEA SISMICA



- 11 BASE DEL TERCIARIO SUPERIOR
- 8 BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- 7 TECHO DEL ALBENSE
- 6 TECHO DEL APTENSE
- 3 TECHO DEL JURASICO
- 2 TECHO DEL TRIAS KEUPER
- 1 TECHO DEL TRIAS BUNTSANDSTEIN

PERFIL - 3

LINEA SISMICA



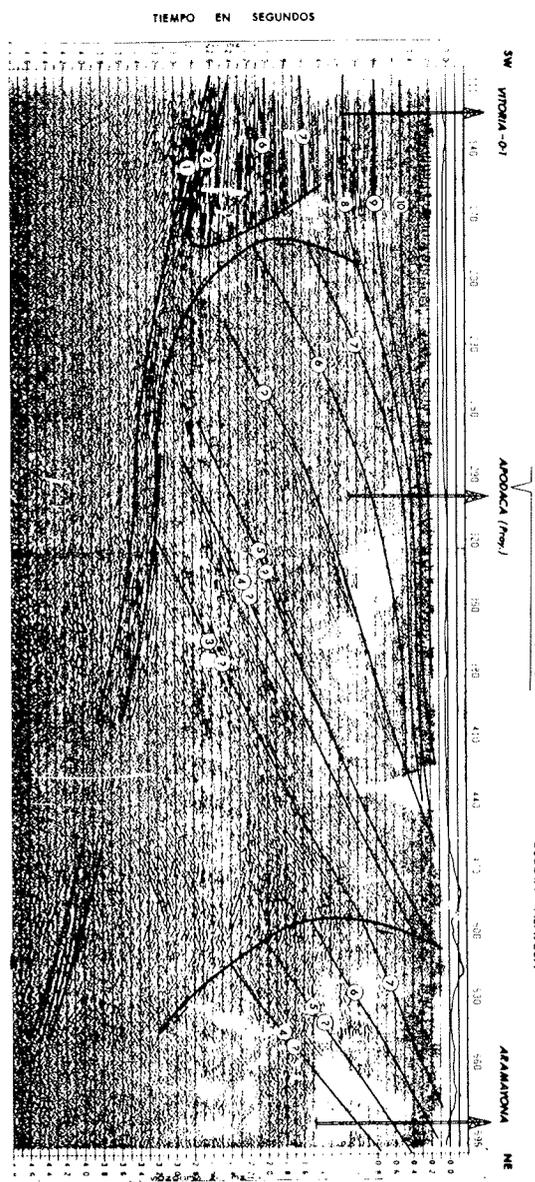
- 12 BASE DEL TERCIARIO SUPERIOR
- 11 BASE DEL TERCIARIO INFERIOR
- 9 TECHO DEL CENOMANENSE
- 10 BASE DEL EQUIVALENTE LAT. DE LAS "CAIZAS DE SUBIJANA"
- 7 TECHO DEL ALBENSE (CONIACENSE-SANTONIENSE)
- 8 BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- 7 TECHO DEL APTENSE
- 6 TECHO DEL JURASICO SUPERIOR
- 5 TECHO DEL WEALD
- 4 TECHO DEL PUBECK
- 3 TECHO DEL JURASICO

- 2 TECHO DEL TRIAS KEUPER
- 1 BASE DEL TRIAS SAUNO
- 0 TECHO DEL PALEOZOICO

PERFIL - 4

LINEA SISMICA

S-82-22



- 12 BASE DE "LAS CAIZAS DE SUBIJANA"
- 11 CONIACENSE-SANTONIENSE
- 9 TECHO DEL CENOMANENSE
- 8 BASE DEL CRETACICO SUPERIOR
- 7 TECHO DEL ALBENSE
- 6 TECHO DEL APTENSE
- 5 TECHO DEL JURASICO SUPERIOR
- 4 TECHO DEL PUBECK
- 3 TECHO DEL JURASICO
- 2 TECHO DEL TRIAS KEUPER
- 1 BASE DEL TRIAS SAUNO

NW

URBEL - 1

SE

Con la disposición de morfologías salinas expuesta arriba, en SERRANO *et al.* (1989) se hacía una comparación con el modelo de Trusheim (TRUSHEIM, 1960) (fig. 5a) en cuanto a la geometría final de la sal: morfologías poco evolucionadas hacia el margen de la cuenca y progresivamente geometrías más evolucionadas hasta la extrusión en las zonas más profundas de ésta. TRUSHEIM plantea que la evolución de las estructuras salinas está relacionada con la potencia original de la sal que sería mayor hacia el centro de la cuenca. Sin embargo, la experiencia en muchas cuencas afectadas por tectónica salina, dice que la potencia original de la sal no influye en la evolución de las estructuras salinas, en la madurez de éstas, sino únicamente en el tamaño, es decir, en la amplitud y el espaciado de ellas (JENYON, 1986).

Así pues, el modelo de TRUSHEIM nos sirve para comparar la distribución de las geometrías y evolución de las estructuras salinas en el Dominio Cántabro-Navarro, pero no en su relación con la potencia original de la sal que únicamente condiciona mayor amplitud de las estructuras hacia el norte.

### **Edad de las estructuras salinas. Perfiles 5 y 6**

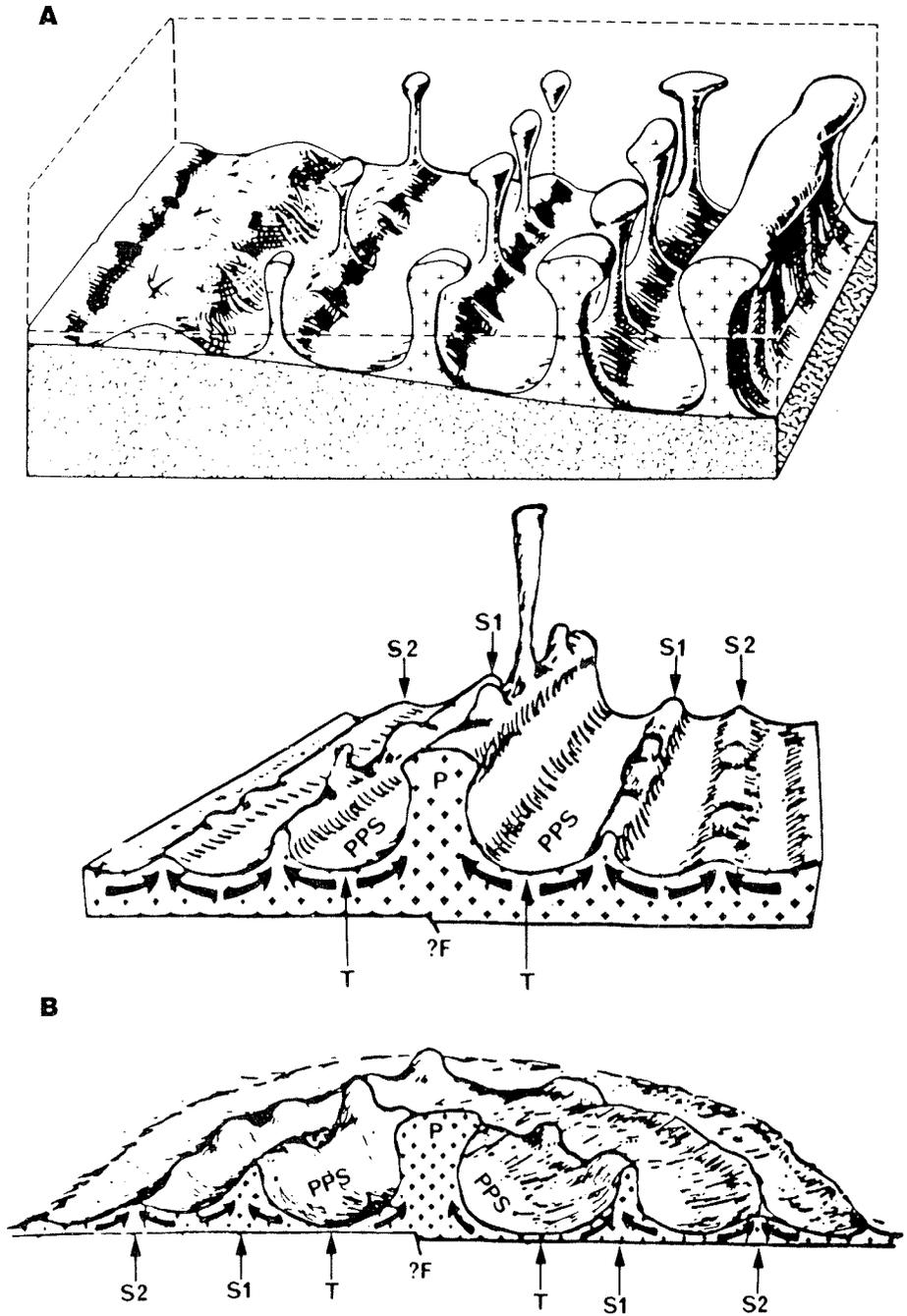
En la zona suroeste del área de estudio, Banda Plegada - Plataforma Burgalesa y las bandas de los Montes de Tesla-La Hoz-Sobron (fig. 4), en numerosas ocasiones se observan adelgazamientos del Lías, Dogger y Purbeck basal a techo de las estructuras salinas (primeros «rim synclines» disminuyendo de potencia hacia la almohadilla). En la Banda Plegada el sondeo Pino-1 pasa directamente del Purbeck Superior al Trías, los sondeos Hontomin SW-1 y 2 presentan jurásicos incompletos, etc. Estos sondeos están situados a techo de estructuras salinas.

Todo esto indica que el movimiento salino de esta zona empezó en el jurásico final, y por lo tanto que las almohadillas empezaron a formarse al menos en esta edad y posteriormente siguieron desarrollándose.

En las acumulaciones salinas ligadas al cabalgamiento de la Cubeta Alavesa y relacionadas con fallas de colapso (fig. 4), los materiales a partir del Aptense-Albense, aumentan de potencia hacia las estructuras salinas y están claramente afectados por las fallas de crecimiento a ellas asociadas.

En la zona de diapiros de la Cubeta Alavesa (por ejemplo, diapiro de Salinas de Añana) se observa que el estadio de almohadilla se desarrolló desde el Albense hasta el Cenomanense (disminución de los materiales de esta edad hacia el diapiro en el primer «rim syncline») y que el estadio diapírico se desarrolló desde el Turonense hasta el Terciario incluido (aumento de los materiales de esta edad hacia el diapiro en el segundo «rim syncline»).

El paso de primer al segundo «rim syncline», coincide con un cambio de subsidencia en la cuenca, paso de facies marinas someras a profundas. Este fenómeno que citó Trusheim (TRUSHEIM, 1960) puede documentar el planteamiento de que los ritmos de sedimentación en una cuenca condicionan el desarrollo de las estructuras salinas (JENYON, 1986) experimentalmente demostrado (PARKER y McDOWELL 1955).



**Figura 5:** A) Desarrollo de pared salina (derecha), diapiros (centro) y almohadillas (izquierda) a partir de potentes depósitos de sal en el centro de cuenca y progresivamente disminución de la potencia hacia sus márgenes (Трумштейн, 1960). B) Esquema hipotético de desarrollo de estructuras salinas a partir de una pared salina lineal primaria o de un primer diapiro subcircular (JENYON, 1986).

Como conclusión podemos decir que las acumulaciones salinas en el Dominio Cántabro-Navarro se desarrollan antes en el sur y son más modernas hacia el norte donde están más evolucionadas. Esta reflexión es un poco comprometida, ya que los modelos que se aplican a cuencas con morfologías de este tipo, son centrífugos o alargados (fig. 5b), en los que la estructura más evolucionada (master) sería la primera en originarse por varias causas y los anillos de diapiros que le rodean, serían posteriores en edad y de origen gravitacional. Este mecanismo ha sido calculado teóricamente (NETTLETON, 1935) y demostrado más tarde a partir de modelos de laboratorio (PARKER y McDOWELL, 1955).

SANNEMAN (1968) interpretó así, el modelo asimétrico de TRUSHEIM (1960) para las estructuras salinas del norte de Alemania. Los diapiros más evolucionados serían los primeros en generarse, siendo progresivamente más jóvenes cuanto más se alejan de la pared master (fig. 5a).

Excepcionalmente HALBOUTY (1967) duda de la existencia del primer master y encuentra en Calcausieu lake (Louisiana, USA) una distribución de geometrías similar, en la que los anillos son anteriores a las estructuras centrales más evolucionadas, igual que ocurre en el área que describimos.

## Modelo

La carga de sedimentos aunque es importante en todo el Dominio Cántabro-Navarro es mayor hacia el norte. En la Banda Plegada - Plataforma Burgalesa el momento máximo de sedimentos es en el Purbeck-Weald, mientras que en la Cubeta Alavesa es en el Aptense y Albocenomanense. Este fenómeno condiciona que las estructuras salinas estén más evolucionadas hacia el norte debido a la presencia de mayor carga diferencial sobre la sal que va creando progresivas inversiones de densidad y permite que el movimiento salino sea más evolucionado y más tardío hacia allí, debido a la edad posterior de dicha carga.

El depósito de una cuña carbonatada jurásica en la Banda Plegada - Plataforma Burgalesa y áreas de Montes de Tesla-La Hoz-Sobrón, poco potente pero densa puede activar las primeras estructuras salinas a final del jurásico. Las variaciones en la densidad de la cobertera pueden tener o no que ver con la potencia, así, se puede conseguir inversión de densidades con potencias pequeñas de sedimentos, si éstos son compactos y densos como lo son los carbonatos (ROSENKRANS y MARR, 1967; HUGHES, 1968; y JACKSON, 1982) (fig. 6).

Estas estructuras siguen desarrollándose en esta zona suroeste del Dominio con la progradación de los sedimentos Purbeck-Weald fundamentalmente desarrollados en esta área (fig. 6).

En la cubeta Alavesa las primeras estructuras salinas intumescentes surgen con la progradación de los sedimentos Albocenomanenses. En el Turonense, se produce una importante subsidencia en la cuenca, paso de facies marinas someras a profundas, que da lugar al comienzo del desarrollo del estado diapírico a partir de almohadillas (fig. 6).

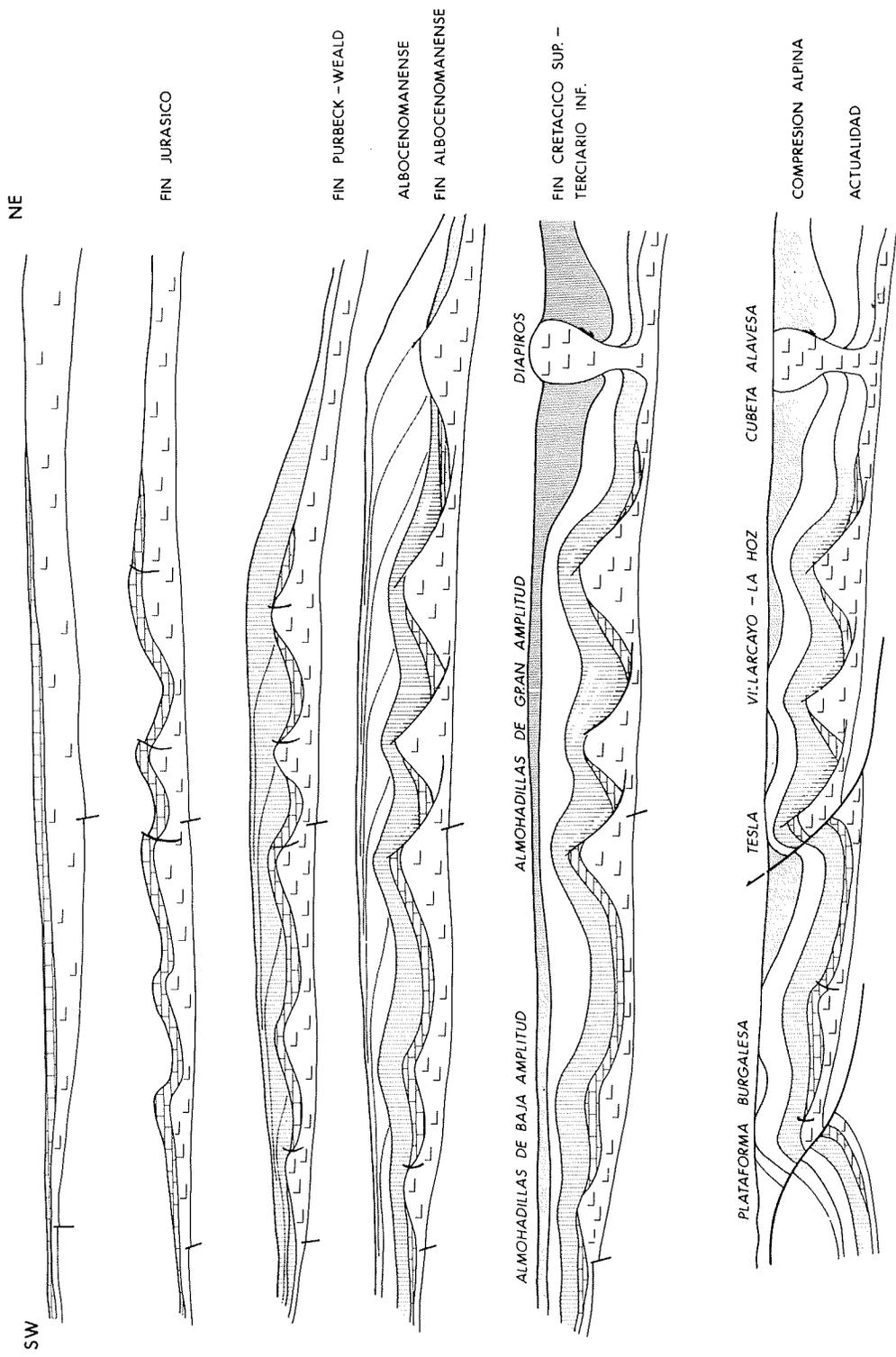


Figura 6: Evolución de las estructuras salinas en el Dominio Cántabro-Navarro.

## Conclusiones

– El dominio Cántabro-Navarro presenta estructuras salinas progresivamente más evolucionadas de sur, margen de cuenca, a norte centro de ésta.

– La potencia de la sal era originalmente mayor hacia el norte, ésta influye en el tamaño de las estructuras salinas, no en su evolución.

– La edad de las estructuras salinas es anterior de sur a norte, migración centrípeta. Al suroeste del Dominio Cántabro-navarro la actividad salina comenzó al menos en el Jurásico terminal.

– La carga diferencial de los materiales postríasicos que crea progresivas inversiones de densidades y los ritmos de subsidencia de la cuenca son los responsables de la evolución y edad de las estructuras salinas y en particular del paso de almohadillas a diapiros.

– La tectónica distensiva presente en la cuenca desde el Triásico hasta el Cretácico Superior crea fallas en el muro del Trías salino implicando al sustrato. Este mecanismo debido a fuerzas tectónicas laterales distensivas es el responsable del inicio del movimiento salino.

– La halocinesis así iniciada genera fallas de crecimiento de cobertera que enraízan en la sal. Estas fallas condicionan mínimos de espesor a partir del Aptense-Albense como los de Apodaca y Urbasa, así como zonas a techo de la sal con cerros jurásicos y cretáceo inferior provocados por el desarrollo de estas fallas lítricas.

– Los primeros movimientos de origen distensivo crean una pequeña discontinuidad o elevación que da paso al movimiento, esta vez, a partir de fenómenos gravitacionales «buoyancy».

– La compresión alpina no afecta a las estructuras diapíricas de la Cubeta Alavesa, que cabalgan sin prácticamente modificación. Sin embargo, en el frente cabalgante (flanco sur de la Cubeta Alavesa), Montes de Tesla-La Hoz y Banda Plegada - Plataforma Burgalesa, las estructuras salinas pueden modificarse, al activarse de nuevo la halocinesis debido a causas tectónicas.

## Agradecimientos

Agradecemos a E.N.R.E.S.A. y a REPSOL EXPLORACION, S.A. la cesión de la información necesaria para la realización de este trabajo.

## Bibliografía

- JACKSON, M.P.A.; TALBOT, C.J. (1986): External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 305-323.
- JACKSON, M.P.A. (1982): Fault tectonics of the East Texas Basin. *The University of Texas at Austin Bureau of Economic Geology Geological Circular*, 8204, 31 p.
- JENYON, M.K. (1986): *Salt Tectonics*. Elsevier Applied Science. New York, 191 p.
- HALBOUTY, M.T. (1967): *Salt Domes-Gulf Region. United States and Mexico*. Gulf Pub. Co., Houston, Texas.
- HUGUES, D.J. (1968): Salt tectonics as related to several Smackover fields along the northeast rim of the Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 18: 320-330.

- NETTLETON, L.L. (1934): Fluid mechanics of salt domes. *AAPG Bull.*, 18: 1175-204.
- PARKER, T.J. y MACDOWELL, A.N. (1955): Model studies of salt-dome tectonics. *AAPG Bull.*, 39: 2384-470.
- ROSENKRANS, R.R., y MARR, J.D. (1967): Modern seismic exploration of the Gulf Coast Smackover trend. *Geophysics*, 32: 184-206.
- SERRANO, A., MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y CÁMARA, P. (1989): Dipairismo del Trías Salino en el Dominio Cántabro-Navarro. *Libro Homenaje a Rafael Soler, A.G.G.E.P.*: 115-121.
- SANNEMAN, D. (1968): Salt-stock families in North-western Germany. *AAPG Memoir*, 8, *Diapirism and Diapirs*: 261-70.
- TRUSHEIM, F. (1960): Mechanism of salt migration in Northern Germany. *AAPG Bull.*, 44: 1519-40.

# **El Keuper del Diapiro de Poza de La Sal (Burgos)**

**Josep Maria Salvany**

Depto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Universidad de Barcelona

## **Características morfológicas y estructurales del diapiro**

El diapiro de Poza de La Sal se emplaza sobre un anticlinal de dirección ONO-ESE, que afecta a los materiales cretácicos del Páramo, justo en un punto en el que el eje del anticlinal se inflexiona y se sumerge bajo los materiales terciarios de la Bureba. El diapiro constituye morfológicamente un profundo cráter de forma elíptica, con un diámetro de  $2 \times 2.5$  kms, en el núcleo del cual afloran los materiales evaporíticos del Keuper y en los flancos los materiales carbonatados y terrígenos del Jurásico y Cretácico. Estos últimos se hallan muy verticalizados en el contacto con el Keuper y se horizontalizan conforme nos alejamos del núcleo del diapiro. En el centro sobresale un agudo relieve, de naturaleza ofítica, que se eleva cerca de un centenar de metros de entre los materiales del Keuper que lo rodean (Peña Negra o el Castellar).

Las características estratigráficas y estructurales del diapiro fueron estudiadas con detalle por HEMPEL (1967) de quien resumimos los siguientes aspectos:

En los flancos del diapiro se reconoce la siguiente sucesión estratigráfica: a) Las Carniolas, de edad Rhetiense-Liásico basal, con una potencia de 140 m., en la base de las cuales se presenta un característico episodio vulcanoclástico que aflora en diferentes puntos del perímetro interior del diapiro. b) El Jurásico que, con una potencia de 195 m., abarca desde el Sinemuriense hasta el Calloviense, faltando el Malm, que no llegó a depositarse. c) El Weald no llega a aflorar por causas tectónicas, aunque en regiones vecinas presenta un espesor de hasta 200 m. d) Las facies Utrillas, con una potencia de 150 a 170 m. e) El Cretácico superior marino, que ofrece una serie continua de 355 m., desde el Cenomanense hasta el Campaniense. f) Los materiales continentales del Mioceno de la Bureba, que se hallan en contacto discordante sobre los del Cretácico. g) El Cuaternario, que se limita a algunas terrazas y glacis de erosión también sobre los flancos del diapiro.

Estos materiales encajantes están afectados por numerosas fracturas que se disponen de forma concéntrica o radial al diapiro y pierden importancia conforme nos alejamos del mismo. Las fallas concéntricas son paralelas a la estratificación y separan bloques de materiales rígidos con otros de carácter plástico (Keuper, Utrillas). Las fracturas radiales llegan a afectar a los materiales terciarios y permiten diferenciar bloques que relativamente se han levantado más que otros. Se distinguen cuatro fallas radiales principales que corresponden al cruce de dos importantes fracturas por las que se inyectó el diapiro: una de dirección NO-SE, por la que se emplazó propiamente el diapiro y otra, de dirección SO-NE, que tuvo

menor relevancia. Estas fracturas son diagonales al eje del anticlinal sobre el que se sitúa el diapiro.

Los materiales del Keuper recubren a los del Cretácico en el margen oriental del diapiro formando una lengua salina, poniendo de evidencia que con la extrusión hubo desplazamiento de la masa salina hacia el este. También se produjo una rotación del diapiro de unos 10° en sentido inverso al de las agujas del reloj. La formación del diapiro pudo iniciarse durante el Weald aunque la etapa principal de su desarrollo es postcretácica y se ha prolongado hasta el Mioceno. Posiblemente la evolución del diapiro cesó por falta de flujo del material salino.

### Los materiales del Keuper

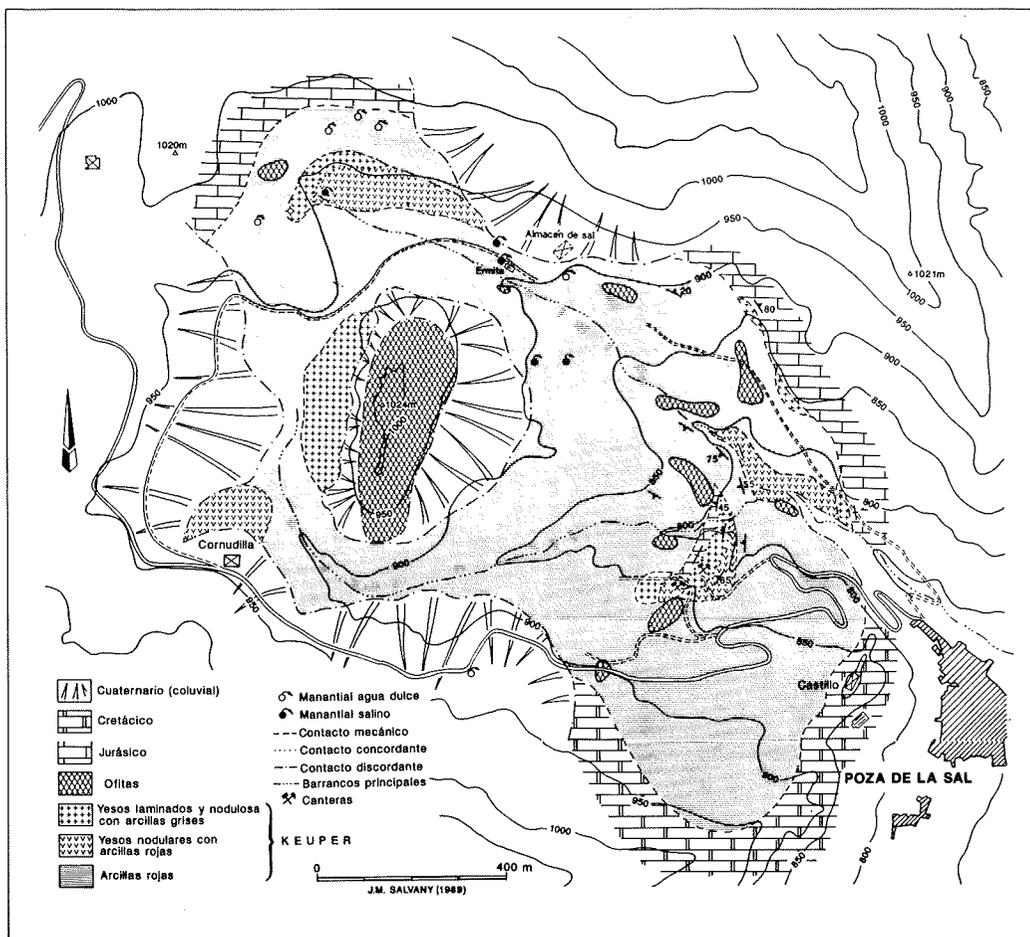
Aunque parcialmente cubiertos, se reconocen bien los materiales del Keuper en la práctica totalidad del diapiro, especialmente en su mitad oriental, donde los diferentes barrancos excavados por la red de drenaje han producido buenos afloramientos. El estudio cartográfico de detalle (fig. 1) ha permitido distinguir las siguientes facies:

a) La mayor parte del diapiro está constituido por *arcillas rojas* o ligeramente versicolores, de gran pureza. Estas arcillas pueden observarse especialmente bien en el barranco que cruza el diapiro por su parte septentrional, donde afloran muy verticalizadas. En subsuelo, a una profundidad no inferior a los 8-10 metros, las arcillas incluyen los niveles salinos que han beneficiado las explotaciones salineras que cubren buena parte del diapiro.

b) *Arcillas rojas con yeso nodular*. En algunos puntos las arcillas muestran niveles nodulares de yeso, con tonalidades rojizas o rosadas. Como se muestra en la cartografía (fig. 1), estas facies de arcillas yesíferas constituyen zonas aisladas y bien definidas dentro de la masa arcillosa dominante. Los puntos donde mejor pueden observarse estas facies son el fondo de los barranco próximo a Poza de La Sal y la parte inferior de las canteras de yeso que se hallan también próximas a esta localidad.

c) En las referidas canteras se explotaron unos *yesos laminados y nodulares*, bien estratificados, de colores grisáceos, entre los que se intercalan niveles arcillosos de menor desarrollo que forman una serie verticalizada de 55 m. de potencia. En la parte occidental del diapiro se presentan otras zonas con yesos y arcillas grises, pero las malas condiciones de afloramiento no permiten asegurar que se trata de las mismas facies. En diferentes puntos del contacto entre el Keuper y las Carniolas, en el margen nororiental del diapiro, se observan también arcillas grises con yesos (o anhidrita), muy deformadas por el diapirismo (milonita) haciéndose imposible su caracterización litológica.

d) Además de la Peña Negra, se observan otras *masas ofíticas* entre el Keuper, dispersas de forma irregular principalmente en la mitad oriental del diapiro. El tamaño es en este caso del orden de 50 a 100 m. y muestran características petrológicas variadas (texturas finas, gruesas, brechoides...). El contacto de estas ofitas con los materiales encajantes parece ser mecánico en los diferentes casos.



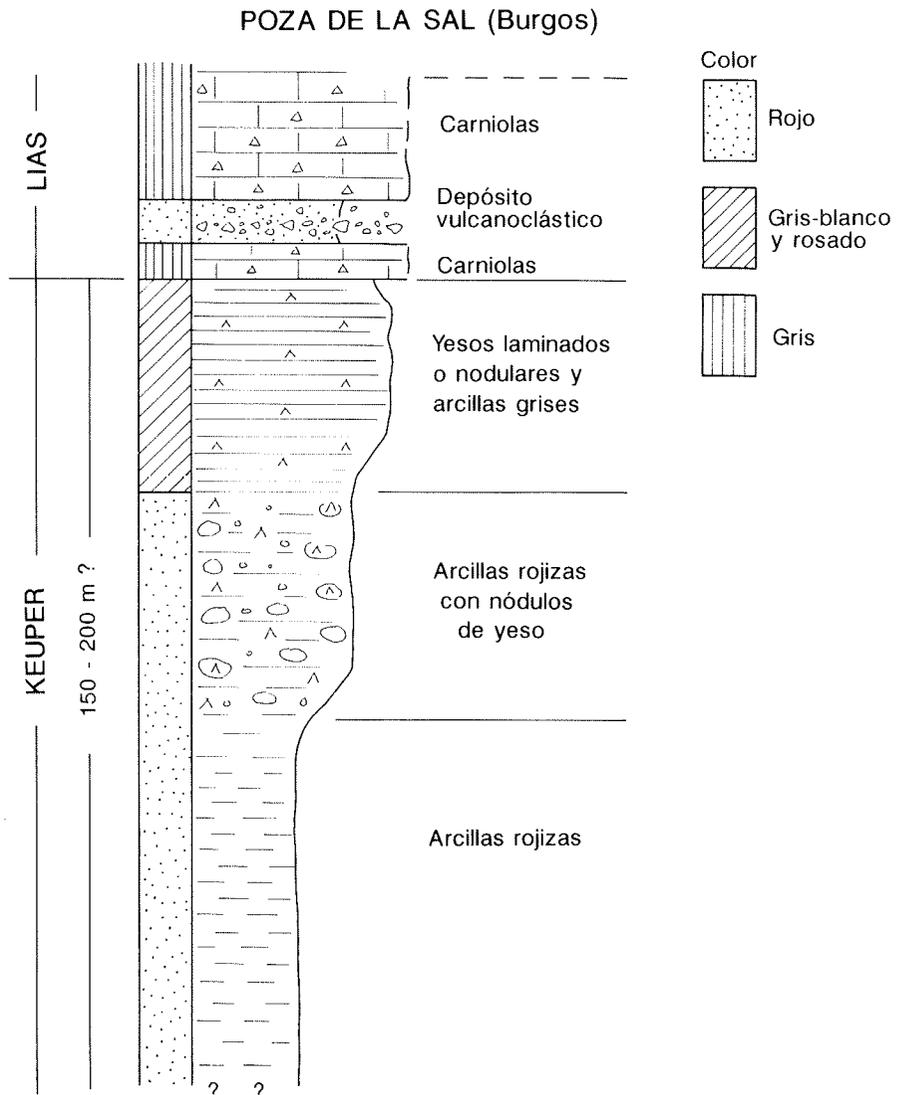
**Figura 1:** Mapa geológico con distribución de facies del Keuper en el diapiro de Poza de La Sal.

### Relación estratigráfica entre los materiales

El único punto del diapiro donde se puede establecer con una cierta seguridad la relación entre las diferentes facies descritas es la zona de las canteras. En este lugar se encuentran en contacto respectivamente las arcillas rojas, las arcillas yesíferas rojas y los yesos y arcillas grises, formando una serie continua y verticalizada. A techo de esta serie se dispone una barra carbonatada que puede atribuirse con toda certeza a las Carniolas, pues en ella se reconoce bien el característico nivel vulcanoclástico que se sitúa en la base de esta unidad.

El estudio de esta zona del diapiro permite asegurar que la serie aflorante es enteramente concordante y que esta sucesión de facies corresponde a la parte superior de la serie del Keuper y base de las Carniolas. El carácter aislado y particular de estos materiales dentro del diapiro hace

pensar que puede tratarse de un bloque que originalmente constituyó las paredes o bóveda del diapiro y que con la erosión ha quedado englobado en su interior en forma de estructura relicta. Fenómenos de este tipo son, por otro lado, corrientes en los diapiros y han sido citados en diapiros próximos como el de Murguía (STACKELBERG, 1967).



**Figura 2:** Columna litoestratigráfica sintética del Keuper de Pozo de La Sal a partir de las observaciones realizadas en superficie en el diapiro.

En los otros puntos del diapiro no resulta tan clara esta relación estratigráfica, debido a las malas condiciones de afloramiento. Sin embargo, en líneas generales se muestran tendencias similares que confirman esta serie para el Keuper superior. Como caso particular hemos de hacer referencia a la zona de arcillas yesíferas grises que se sitúa al pie de la Peña Negra, en su margen oeste. No queda claro si estos materiales son los mismos que los que constituyen el techo de la serie del Keuper o bien puedan corresponder a niveles más bajos de la serie no reconocidos en el diapiro.

La figura 2 muestra la posible reconstrucción litoestratigráfica de la parte superior del Keuper a partir de los datos expuestos. En esta serie hemos distinguido como tres unidades a las tres facies del Keuper descritas, y como techo de la serie situamos a las Carniolas de la base del Lías. Queda sin resolver la parte inferior de la serie del Keuper por falta de afloramiento. La potencia de esta serie puede estimarse en líneas generales entre 150 y 200 m., aunque la acumulación diapírica de estos materiales puede aparentar un mayor espesor.

En Aguilar de Campoo (Burgos), unos 60 kilómetros al oeste de Poza de La Sal, aflora el Keuper con características litológicas similares a las descritas para esta última población. En un potente tramo de yesos de color gris, bien estratificados, se emplaza una mina en la que se extrae yeso con destino a una fábrica de cemento próxima al pueblo («Mina de Yesos Santalucía»). En la mina están bien desarrollados los niveles de sal (halita) entre los yesos.

El análisis de varias muestras arcillosas extraídas del interior de la mina ha permitido datar a la unidad yesífera como Noriense, a partir de su contenido palinológico. En los análisis, realizados por la Dra. Nuria Solé de Porta (Universidad de Barcelona) se han reconocido las siguientes especies características de esta edad: *Cassopollis* s.p., *Triadispora* s.p. y *Ovalipollis* s.p.

Por sus características no resulta aventurado considerar a los yesos de Aguilar de Campoo como equivalentes a los que en Poza de La Sal ocupan el techo de la serie del Keuper, por lo que podría establecerse una edad Noriense para el techo del Keuper de esta región burgalesa.

## **Bibliografía**

- HEMPEL, V.P.M. (1967): Der diapir von Poza de la Sal. In: *Diapir-tectonik und stratigraphie in Vorland des Spanischen Westpyrenäen*, Beih. Geol. Jb., 66: 95-126. Hannover.
- STACKELBERG, U.V. (1967): Der diapir von Murguía (Nordspanien). In: *Diapir-tectonik und stratigraphie in Vorland des Spanischen Westpyrenäen*, Beih. Geol. Jb., 66: 63-94. Hannover.

# Gravimetría de los diapiros triásicos de la Región Cántabro-Navarra

Albert Casas

Dept. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

La prospección gravimétrica de diapiros salinos ha sido, desde principios de siglo, una de las técnicas geofísicas mejor adaptadas para su detección en el marco de la exploración de trampas estructurales de hidrocarburos en sus flancos.

La Cubeta Alavesa, con su espectacular cortejo de manifestaciones diapíricas no escapó a la atención de la investigación petrolífera, llevándose a cabo durante las décadas de los años 50 y 60 intensivas campañas de prospección gravimétrica (NETTLETON, 1968).

El mapa de anomalías de Bouguer del Dominio Cántabro-Navarro (figura 1), obtenido a partir de la compilación de casi diez mil estaciones gravimétricas, muestra como principal característica una tendencia regional hacia el norte (desde  $-80$  a  $5$  milgales) que incrementa su gra-

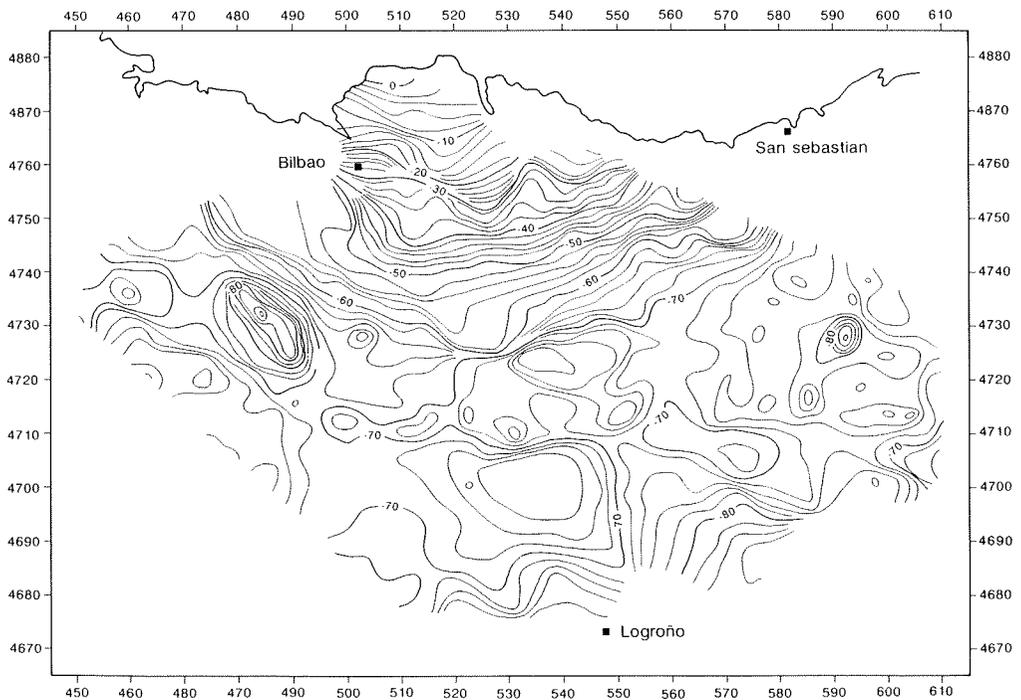


Figura 1: Mapa de anomalías de Bouguer del Dominio Cántabro-Navarro.

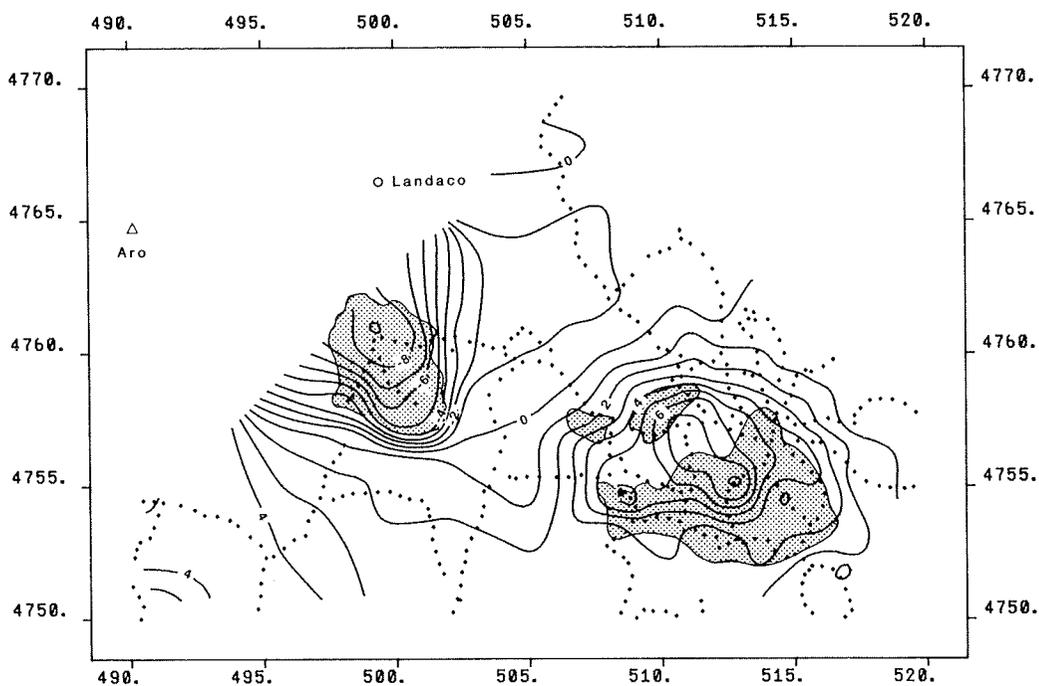


Figura 2: Mapa de anomalías residuales de los diapiros de Orduña (izquierda) y Murguía (derecha).

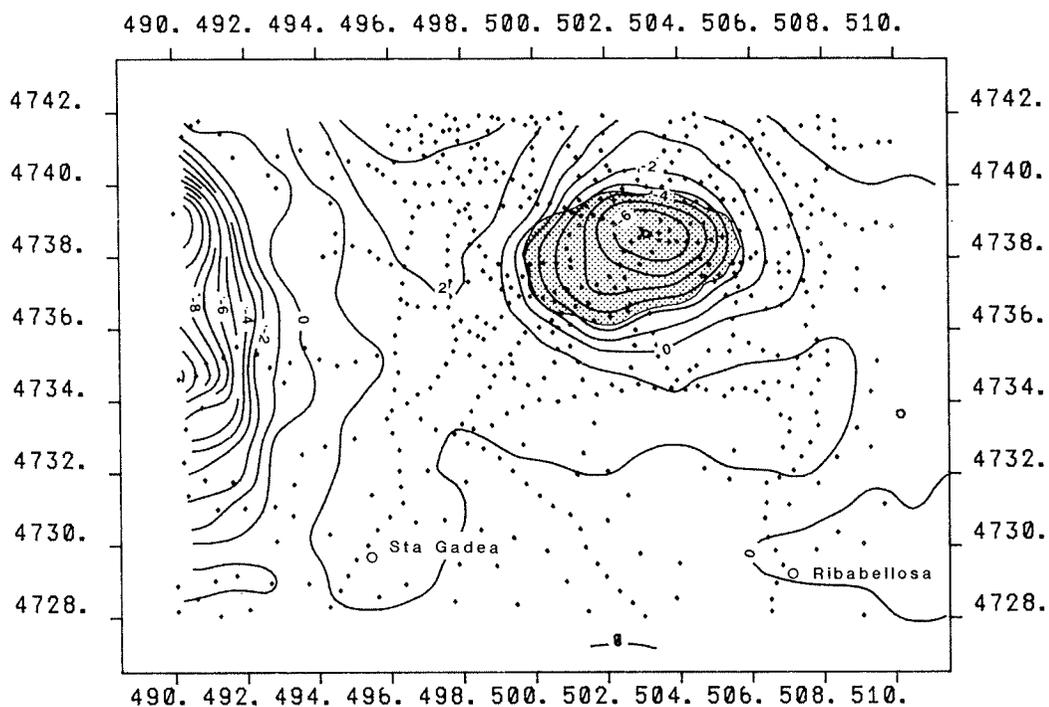


Figura 3: Mapa de anomalías residuales del diapiro de Salinas de Añana.

diente a la altura del anticlinorio de Bilbao. Esta tendencia está producida presumiblemente por el adelgazamiento de la corteza continental en esta dirección y por la presencia de corteza oceánica bajo el Golfo de Vizcaya.

Sobreimpuestas a esta tendencia regional pueden apreciarse numerosas anomalías locales, directamente correlacionables con estructuras diapíricas aflorantes, tales como las de Orduña, Salinas de Añana, Villasana de Mena, Estella, etc... El análisis de las anomalías producidas por las estructuras diapíricas puede hacerse más fácilmente a partir del mapa de anomalías residuales obtenido después de filtrar la componente regional.

La figura 2 muestra un detalle del mapa de anomalías residuales que abarca a los diapiros de Orduña y Murguía. Es de destacar en el mismo, que mientras el diapiro de Orduña presenta un mínimo acusado de  $-9$  miligales típico de estas estructuras, el de Murguía se caracteriza por una fuerte anomalía positiva. Este efecto puede ser debido a la presencia en los niveles altos del diapiro de importantes masas de rocas de elevada densidad (ofitas y/o anhidritas), como puede inferirse de la irregular distribución del máximo que parece poder resolverse en cuatro anomalías individuales por lo menos.

El diapiro de Salinas de Añana (figura 3) presenta, al igual que el de Orduña, una típica anomalía negativa circunscrita a su estructura. La distribución de las isoanómalas permite deducir que este diapiro tiene una acusada vergencia hacia el S-SW, debido al fuerte gradiente de la anomalía en esta dirección, mientras que se amortigua mucho más suavemente en el flanco N-NE. Al oeste de esta anomalía, destaca el mínimo producido por la acumulación salina en el núcleo del anticlinal del Sobrón.

### **Bibliografía**

NETTLETON, L.L. (1968): Gravity anomalies over salt diapirs, Northern Spain. *The Geological Society of America, Special Paper*, 88: 75-82.

# **Introducción a las evaporitas de la Cuenca Terciaria del Ebro**

**Federico Ortí**

Depto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

## **Introducción a la Cuenca Terciaria del Ebro**

Siguiendo a autores anteriores (RIBA *et al.*, 1983), consideramos desde el punto de vista estratigráfico, y en sentido amplio, como materiales integrantes de la cuenca terciaria del Ebro a todos aquellos sedimentos depositados de un modo continuo o discontinuo sobre el basamento hercínico-mesozoico de la amplia región triangular limitada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y los Catalánides. En este sentido, constituye propiamente la cuenca de antepaís meridional de la Cadena Pirenaica e incluye tanto a los surcos sedimentarios del Paleógeno surpirenaico como a los depocentros del Oligoceno-Mioceno, más meridionales, que forman la actual depresión del río Ebro. En esta extensa cuenca de antepaís, una parte significativa de los sedimentos paleógenos ha sido finalmente incorporada al edificio estructural de los Pirineos (Zona Alóctona Surpirenaica o Prepirineo), y en mucho menor grado a los Catalánides y a la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

La sedimentación en la parte norte (pirenaica) de esta amplia cuenca fue continua ya desde el Cretácico superior (facies Garumn). Hacia el sur, los materiales cenozoicos reposan sobre sustratos pre-terciarios muy variados mediante disconformidades o discordancias angulares. La distribución del relleno terciario en la cuenca del Ebro ocurrió de tal modo que los sedimentos paleógenos afloran hoy en los bordes norte y este de la cuenca, mientras que los miocenos lo hacen en las partes occidental y más central. Igualmente, existe una disimetría bien definida en dirección N-S, de tal modo que en el borde norte se depositó una potente secuencia marina hasta el Eoceno superior, mientras que en el borde sur los sedimentos marinos están prácticamente ausentes durante todo el Terciario.

Los mapas de isobatas de la base del Terciario indican que la subsidencia máxima ocurrió a lo largo del límite norte de la cuenca, donde la potencia de los sedimentos cenozoicos alcanza entre los 4000 y 5000 m. La sedimentación se centra principalmente en dos cubetas muy subsidentes: una en la zona de Navarra-La Rioja, y otra en Cataluña, quedando ambas separadas por el «Alto Aragónés» o de Los Monegros. En la parte sur de la cuenca la sedimentación mesozoica apenas llega al millar de metros. En muchas áreas la base del Terciario presenta una superficie casi plana, inclinada hacia el norte (figura 1).

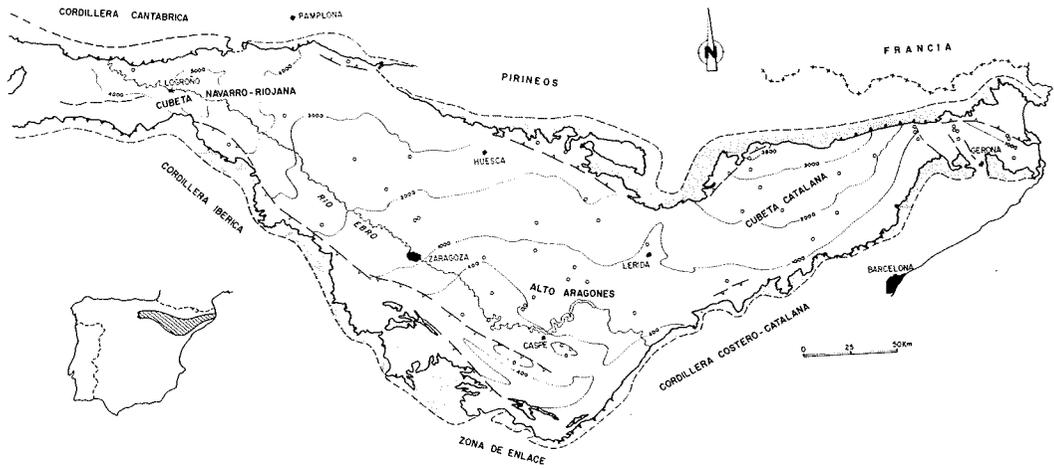


Figura 1: Mapa de isobatas de la base del Terciario de la cuenca del Ebro (ENRESA, 1987, simplificado).

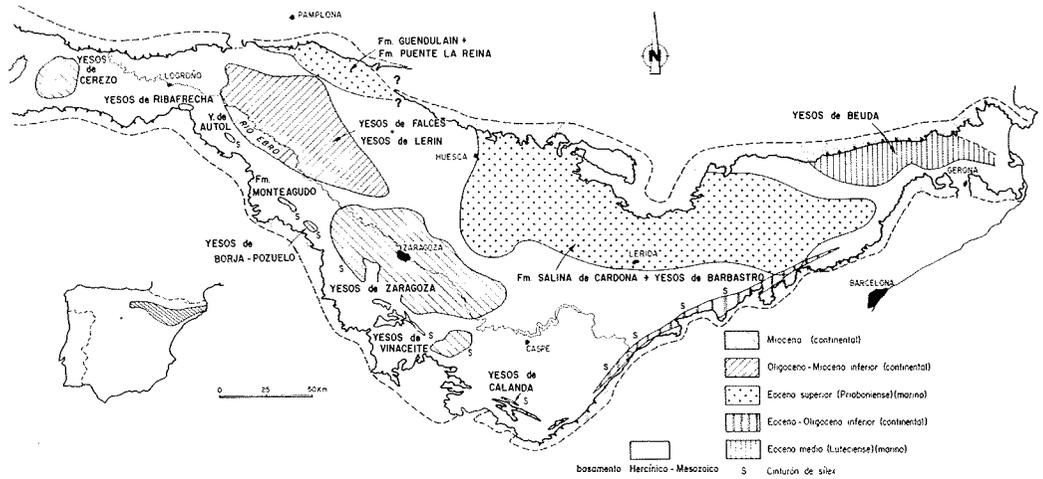
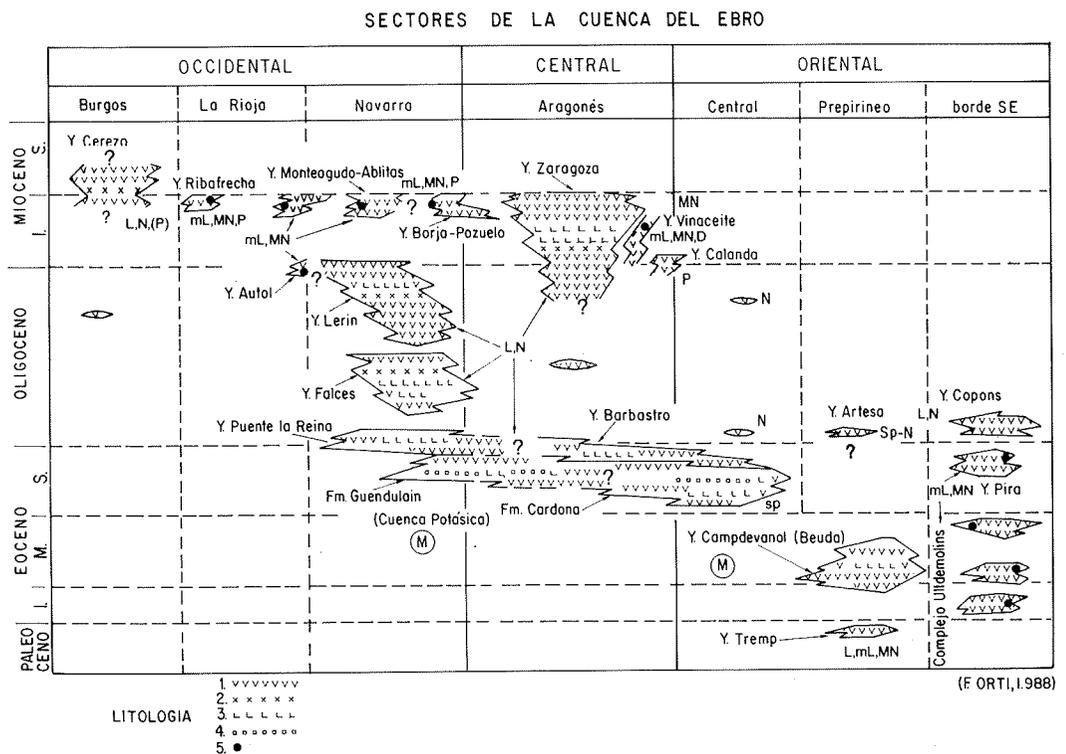


Figura 2: Mapa geológico de la cuenca del Ebro con situación de las formaciones evaporíticas terciarias, marinas y continentales, a partir de los datos existentes de superficie y subsuelo.

## Generalidades sobre la sedimentación evaporítica

Durante su historia cenozoica la cuenca del Ebro ha recibido una sedimentación evaporítica importante, que no tiene equivalente en la cuenca de antepaís nord-pirenaico (cuenca de Aquitania). Esta sedimentación registra episodios tanto marinos como continentales, algunos de ellos de considerable interés económico. Los episodios marinos, de influjo atlántico, se localizan en los surcos paleógenos supirenaicos y consisten en dos fases principales: la del Eoceno medio (Luteciense) y la del Eoceno superior (Priaboniense). La primera se encuentra restringida a los Pirineos catalanes (Yesos de Beuda) y la segunda se desarrolla desde Navarra hasta Cataluña, constituyendo propiamente la Cuenca Potásica Surpirenaica.

Los episodios continentales muestran una mayor dispersión temporal y geográfica. En el sector catalán de los Pirineos se inician en el Paleoceno superior (Yesos de Tremp). En el borde con Catalánides se desarrollan recurrentemente entre el Eoceno inferior y la base del Oligoceno inferior (Stampiense). Inmediatamente después del segundo episodio marino



**Figura 3:** Esquema litoestratigráfico de las formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro en un corte transversal a la misma. Se indica en cada caso la litología: 1) yeso-anhidrita, 2) glauberita, 3) halita, 4) potasa, 5) sílex. Litofacias dominantes: N: nodular; L: laminada; P: yeso primario preservado; D: yeso detrítico; mL: microlenticular; MN: yeso nodular conteniendo elementos meganodulares; Sp: yeso secundario pseudomórfico de yeso selenítico.

(cuenca potásica), una importante unidad de origen continental se extiende también desde Cataluña hasta Navarra (Yesos de Barbastro, Yesos de Puente la Reina) en el límite Priaboniense-Oligoceno basal. El sector navarro de la cuenca del Ebro fue sometido a una sedimentación evaporítica casi permanente durante el Oligoceno-Mioceno basal (Yesos de Falces, Yesos de Lerín). Lo mismo ocurrió en el sector central aragonés entre el Oligoceno superior (?) y el Mioceno inferior (Yesos de Zaragoza), y en el extremo más occidental de la cuenca (Yesos de Cerezo) durante el Mioceno superior. Unidades evaporíticas menores están ampliamente distribuidas por muchos sectores de la cuenca durante el Terciario, o están incluidas entre formaciones carbonatadas, como es el caso de la región aragonesa oriental durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

La figura 2 muestra el desarrollo regional de estas unidades, y la figura 3 su reparto estratigráfico. En general, puede decirse que la sedimentación evaporítica en la cuenca del Ebro ha ido adaptándose a la evolución estructural, habiendo ocurrido tanto en los estadios de compresión como de distensión. Durante toda la historia estructural las grandes formaciones evaporíticas han ocupado los depocentros y ejes más subsidentes, los cuales se han desplazado progresivamente hacia el sur. Igualmente, muchas formaciones menores se han ajustado a los bordes menos activos de las cordilleras periféricas.

En el conjunto de las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la cuenca del Ebro cabe distinguir tres grandes sistemas evaporíticos (ORTI *et al.*, 1989a, 1989b):

	LACUSTRE MARGINAL	SABKHA	LACUSTRE CENTRAL
MIOCENO	MARGEN IBERICO { Y. Ribaflecha-Ventas Bl. Y. Monteagudo-Ablitas Y. Borja-Pozuelo Y. Lécera-Vinaceite Y. Calanda	{ Y. Azaila	{ Y. Cerezo Y. Zaragoza
OLIGOCENO	Y. Autol		Y. Lerín Y. Falces
EOCENO	MARGEN CATALÁ-NIDES { Unidades Y. Gp. Barberá Unidades Y. Gp. Cornudella Y. Sant Martí de Tous		Y. Puente Reina Y. Barbastro Y. Copons, etc...
PALEOCENO	PREPIRINEO: Y. Tremp-Ager		

**Figura 4:** Principales unidades evaporíticas del Terciario continental de la cuenca del Ebro, distribuidas por edades y grandes grupos de ambientes deposicionales.

a) cuerpos lacustres someros de baja concentración (lagos sulfatados): se sitúan a lo largo de los bordes ibérico y catalánide, estando compuestos por numerosos cuerpos de sulfato cálcico, de extensión reducida.

b) cuerpos lacustres someros de alta concentración (lagos sulfatado-clorurados): se sitúan en el centro de las grandes cubetas, y son de gran extensión areal y potencia sedimentaria.

c) superficies de sabkha: se caracterizan por la posición subterránea de la lámina de agua. Producen yesos meganodulares, de gran interés para la industria del alabastro.

La figura 4 muestra las principales formaciones asociadas a estos sistemas.

### **Bibliografía**

ENRESA (1987): *Inventario nacional de formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad (fase 1.<sup>a</sup>)*. Madrid, informe interno (inédito).

ORTI, F., SALVANY, J.M. ROSELL, L. y INGLES, M. (1989a): Sistemas lacustres evaporíticos del Terciario de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 6: 103-104.

ORTÍ F., ROSELL L., SALVANY, J.M., INGLES, M., PERMANYER, A. y GARCIA VEIGAS, J. (1989b): Sedimentología y diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario evaporítico de la Cuenca del Ebro. *XII Congr. Esp. Sedimentología*, Bilbao, G.E.S., *Volumen Simposios*: 253-262.

RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro. *Libro Jubilar de J.M.<sup>a</sup> Rios*, vol. II: 131-159. IGME. Madrid.

## Composición isotópica de los sulfatos cálcicos del Terciario de la Cuenca del Ebro

Rosa Utrilla

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica Universidad de Barcelona

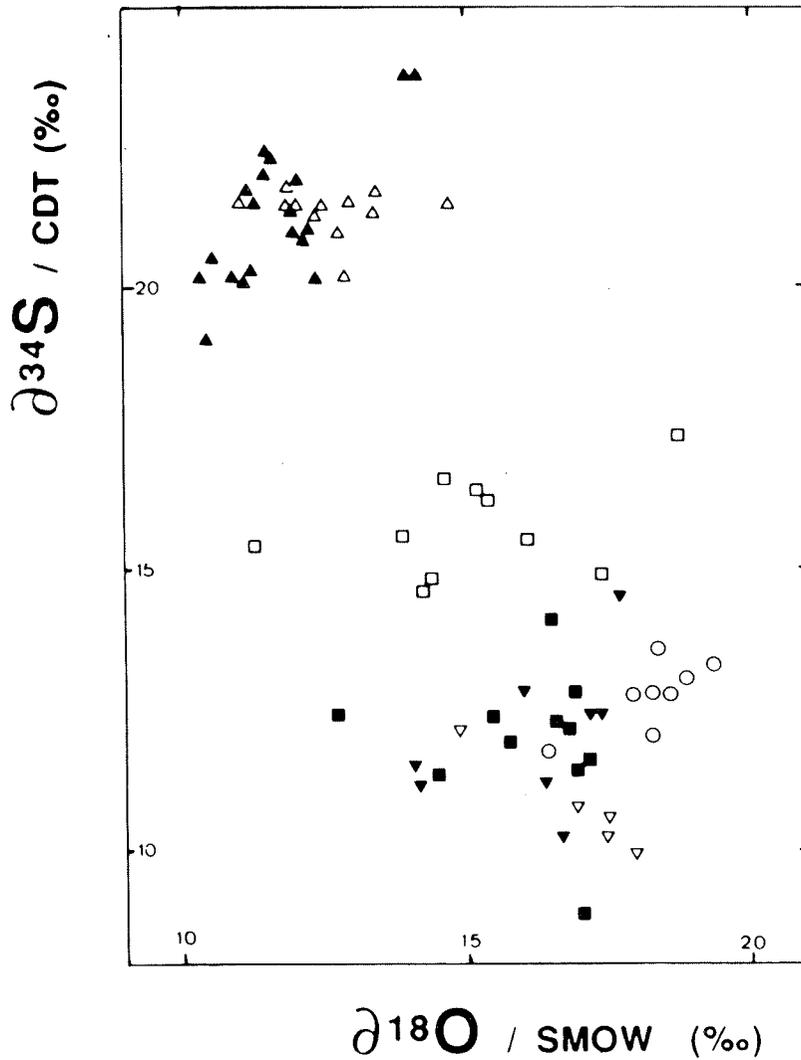
Un amplio estudio de las composiciones isotópicas ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) de los sulfatos cálcicos (yeso y anhidrita) de las formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro ha sido realizado (Utrilla, 1989) con fines genéticos. Dicho estudio comprende tanto las formaciones marinas (Yesos de Beuda, del Luteciense; Yesos de Odena y unidades equivalentes, del Priabonien-se) como las continentales. Entre estas últimas cabe citar: a) Yesos de Tremp, del Paleoceno; b) unidades del margen SE, en el contacto con los Catalánides, de edades eocenas; c) Yesos de Barbastro, del tránsito Eoceno-Oligoceno; d) Yesos de Falces y de Lerín, del Oligoceno-Mioceno basal de Navarra y La Rioja; e) Yesos de Zaragoza y de Cerezo, del Mioceno; f) Yesos de Ablitas, del Mioceno (fig. 1).

Los valores promedio de las composiciones isotópicas que presentan los sulfatos marinos de las formaciones del Luteciense y del Priabonien-se son de:  $\delta^{18}\text{O} = 12 \pm 2 \text{‰}$  y  $\delta^{34}\text{S} = 21 \pm 1 \text{‰}$ , y reflejan claramente los correspondientes a los sulfatos oceánicos del Terciario (Claypool *et al.* 1980). La gran constancia de estos valores indica que su deposición se realizó en una cuenca sedimentaria marina con una reserva homogénea de ión sulfato.

En las formaciones evaporíticas continentales los valores de las relaciones isotópicas dan los siguientes promedios:  $\delta^{18}\text{O} = 15 \pm 4 \text{‰}$  y  $\delta^{34}\text{S} = 12.5 \pm 5 \text{‰}$ . Estos valores son muy similares a los que se han obtenido en muestras pertenecientes a las formaciones triásicas de las cadenas circundantes de la actual cuenca del Ebro.

A partir de los resultados obtenidos, y considerando el contexto geológico de la Cuenca Terciaria del Ebro, vemos que sus formaciones evaporíticas continentales se originaron por reciclaje de las triásicas, aunque no se puede descartar completamente el aporte de pequeñas cantidades de sulfato originado por oxidación de sulfuros más antiguos, principalmente paleozoicos.

Contrariamente a lo que sucede en las formaciones eocenas marinas, el análisis más detallado de los resultados obtenidos en las formaciones continentales refleja una dispersión de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ , de lo que se deduce que la deposición de estas evaporitas no ha sido un proceso de reciclaje simple a partir de las triásicas, del tipo disolución-reprecipitación, sino que han intervenido otros procesos que han motivado la dispersión referida. Las causas de este hecho hay que buscarlas en las condiciones sedimentológicas que condicionaron la aparición de estos cuerpos evaporíticos. Entre ellas puede destacarse como más importantes:



FORMACIONES CONTINENTALES

FORMACIONES MARINAS

□ Fm. evaporíticas eocenas del borde SE.

■ Yesos de Barbastro (Eoceno-Oligoceno)

▼ Fm. Evaporíticas de Navarra-La Rioja  
(Oligoceno-Mioceno)

▽ Fm. Yesos de Zaragoza (Mioceno).

○ Fm. Cerezo (Mioceno)

△ Fm. Yesos de CampdevànoI (Luteciense)

▲ Yesos del cinturón sulfatado (Priaboniense)

**Figura 1:** Gráfica de los resultados obtenidos en las muestras de yeso y anhídrita de las formaciones evaporíticas marinas y continentales de la Cuenca del Ebro (Se utiliza el término Fm. Yesos de CampdevànoI como equivalente a Fm. Yesos de Beuda).

1) Estas formaciones evaporíticas se depositaron en cuerpos lacustres muy someros, y por tanto la disponibilidad de ión sulfato era pequeña y finita, pudiéndose producir un «efecto de reserva», de tal modo que la progresiva precipitación de sulfato hizo variar la composición isotópica del ión sulfato que aún quedaba en la masa de agua.

2) Dado que las cuencas endorreicas son medios sedimentarios en donde se desarrolla una actividad orgánica importante, es muy probable que se haya producido, durante el reciclaje, la intervención en mayor o menor grado de procesos de sulfato-reducción bacteriana. Estos reducirían el sulfato a sulfuro, y este último se oxidaría posteriormente a sulfato en unas aguas fuertemente evaporadas, lo que explicaría los elevados valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que obtenemos en algunas formaciones.

3) Las formaciones estudiadas corresponden a cuerpos lacustres diferentes, que ORTÍ (1988) ha clasificado, en función de las facies, en sistemas marginales y en sistemas de centro de cuenca. Así, se observa que en los sistemas marginales (unidades eocenas del borde SE, en el contacto con los Catalánides; Yesos de Tremp, del Paleoceno) los valores de la composición isotópica del azufre son más elevados y los del oxígeno más bajos, en relación a los sulfatos de los sistemas centrales (Yesos de Barbastro, Zaragoza, Falces, Lerín, Cerezo, etc.), los cuales presentan una  $\delta^{18}\text{O}$  muy elevada y una  $\delta^{34}\text{S}$  más baja.

### **Bibliografía**

CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN J.R., SAKAI, H. Y ZAK, I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geology*, 28: 199-260.

ORTÍ, F. (1988): Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario de la Península Ibérica: aspectos generales. *II. Congr. Geol. España*, S.G.E., Granada, *Volumen Simposios*: 509-518.

ÚRILLA, R., (1989): *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i Cenozoic de la Península Ibèrica i de les Illes Balears*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 276 p.

# Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la zona de contacto entre la Cuenca del Ebro y los Catalánides

Federico Ortí

Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

## Introducción

En el borde SE de la cuenca del Ebro se desarrolló un periodo de sedimentación evaporítica durante el Paleógeno inferior siguiendo la zona de contacto con los Catalánides, desde Gandesa, al SO, hasta Manresa, al NE, a lo largo de unos 150 kms. Estas evaporitas están intercaladas en varias unidades litoestratigráficas detríticas de grano fino, provenientes de los Catalánides, y que oscilan en edad entre el Paleoceno superior y el Oligoceno inferior (Stampiense, s.l.). A lo largo de este borde los sedimentos del Paleógeno inferior se depositaron sobre un basamento hercínico-mesozoico. ANADON *et al.*, (1979-82) han distinguido tres dominios paleogeográficos en esta cadena: a) septentrional, al NE del río Llobregat; b) central, entre los ríos Francolí y Llobregat; y c) meridional, al SW del río Francolí. Desde un punto de vista evaporítico, es interesante resaltar que, debido a la erosión o no-deposición, el basamento pre-paleógeno del dominio septentrional está prácticamente desprovisto de evaporitas triásicas, mientras que en los dominios central y meridional dicho basamento conserva importantes masas evaporíticas del Muschelkalk medio y del Keuper.

La historia sedimentaria ocurrida en la zona de contacto entre el borde SE de la cuenca del Ebro y los Catalánides durante las fases comprensivas del Paleógeno ha sido explicada por diversos autores (ANADON *et al.*, 1979-82; COLOMBO, 1986; etc.). Durante el Paleoceno-Eoceno inferior la cadena se comporta como un bloque rígido, siendo escasa la actividad tectónica. Durante el Eoceno inferior a medio, el basamento se facturó y se generó un conjunto de pequeñas cuencas sedimentarias, en las que la deposición fue controlada por el relieve de los bloques. Durante el Eoceno medio a superior apareció un margen de cuenca bien definido, reflejando los sistemas sedimentarios asociados un tectonismo importante. Esta actividad geodinámica continuó durante el Oligoceno, aunque con intensidad variable para cada dominio paleogeográfico.

A fin de documentar muy brevemente, en el presente escrito, esta sedimentación paleógena, tomaremos como referencia el dominio central. En él se han descrito (ANADON y MARZO, 1986) las siguientes unidades litoestratigráficas principales:

a) *Unidad continental de la base de la deposición paleógena*: Fm. Lutitas de Mediona (Paleoceno sup., de menos de 3m., hasta 35 m. de potencia).

b) *Unidad de la primera transgresión marina*: Fm. Calizas de Orpí (Ilerdiense; principalmente *grainstones* de Alveolinas y Orbitolites).

c) *Unidades regresivas*: Grupo Pontils (Cuisiense-Bartoniense inferior), que evoluciona de continental a transicional. Consiste en siete formaciones, de las cuales una es rica en evaporitas: Fm. Dolomías y Yesos de Valldeperes (hasta 120 m. de potencia), que corresponde a llanuras lúaticas y *playa-lakes*. Cantidades menores de sulfato cálcico están presentes en otra de estas unidades, la Fm. Lutitas de Carme.

d) *Unidades de la segunda transgresión marina*: Grupo Santa Maria (Bartoniense-Priaboniense medio). Consiste en tres formaciones margosas y calcáreas que alcanzan casi los 900 m. de potencia, y una unidad evaporítica al techo: el Mb Yesos de Odena, de hasta 40 m. de potencia, (perteneciente ya a la Fm. Salina de Cardona).

e) *Unidad regresiva*: Fm. Molasa de Artés (Priaboniense superior a Oligoceno inferior).

En el dominio meridional, donde están ausentes las dos transgresiones marinas antes indicadas, han sido distinguidas otras unidades estratigráficas (COLOMBO, 1986). En alguna de ellas ocurrió una deposición evaporítica significativa, especialmente en el Grupo Cornudella (en particular, en el «Complejo de Ulldemolins»), que es el equivalente lateral del Grupo Pontils, así como en el Grupo Barberá.

### **Sedimentación evaporítica**

Uno de los hechos sedimentológicos más significativos ligados a la actividad tectónica en el borde SE de la cuenca del Ebro, fue la aparición de sistemas de abanicos aluviales controlados por las fallas de desgarre principales. En relación con ellos, las formaciones evaporíticas se desarrollan en lagos someros y complejos de *playa-lake* instalados sobre las llanuras fangosas de los referidos sistemas aluviales. En el tiempo, las formaciones evaporíticas pueden ser anteriores o posteriores, y más raramente contemporáneas, a las fases de actividad principal de aquellos.

Algunas de las unidades evaporíticas muestran una remarcable continuidad lateral, aunque los cuerpos litológicos individuales que las integran puedan ser discontinuos. Estos, sólo rara vez pasan lateralmente a carbonatos. El único material evaporítico aflorante es sulfato cálcico, en forma de yeso secundario, con algo de carbonato acompañante y con nódulos de sílex. Los vestigios de sal están ausentes prácticamente.

Muchas de estas unidades han sido explotadas como yeso, pero debido al buzamiento general hacia el NO, de unos 10 a 30°, rápidamente desaparecen de superficie, faltando cortes transversales de las mismas. Probablemente se adelgazan en la referida dirección de buzamiento, perdiéndose hacia centro de cuenca, siendo su forma lenticular y elongada en la dirección del borde de la misma (SO-NE).

De base a techo, las principales de estas formaciones evaporíticas son las siguientes (fig. 1):

A) *Unidades intercaladas en los Grupos Pontils y Cornudella (Cuisiense a Bartoniense inferior).*



Estratigráficamente se sitúan entre dos transgresiones marinas. La máxima deposición de sulfato cálcico corresponde al área del Montsant (dominio meridional), en el Complejo Ulldemolins (COLOMBO, 1986), con las siguientes unidades: Yesos de Cornudella, Yesos de Santa Maria de Montsant, Yesos de Ulldemolins, Yesos de Vilaverd. Hacia el NE los Yesos de Valdeperes (Grupo Pontils) ocupan la misma posición estratigráfica que los Yesos de Vilaverd. Hacia el líroite SW del dominio, los Yesos de Horta de Sant Joan se desarrollan en el Complejo de Ulldemolins. Sólo algo de yeso está localmente presente en la Fm. Carme (Grupo Pontils). La ausencia o pobreza de sedimentos detríticos gruesos refleja una mínima actividad tectónica.

Todas estas unidades yesíferas muestran estratificación masiva y son bastante similares entre sí. Originalmente se componían de litofacies microlenticulares. Muestran un desarrollo limitado de facies nodulares de origen sabkha, formadas tanto por nódulos como por meganódulos. Excepcionalmente, los Yesos de Valdeperes muestran un desarrollo nodular muy importante.

Las estructuras fluidales a diferentes escalas son abundantes en estos depósitos de yesos. En relación con ello, zonas irregulares ricas en arcillas o carbonatos son corrientes en el seno de los mismos. También el sílex nodular es frecuente en estas capas, conteniendo pseudomorfos de cristales de yeso lenticular. La sílice ha reemplazado también la bioturbación original que afectó a estos depósitos yesíferos (fig. 2).

B) *Unidades intercaladas en el Grupo Barberá (Bartoniense<sup>2</sup>-Priaboniense).*

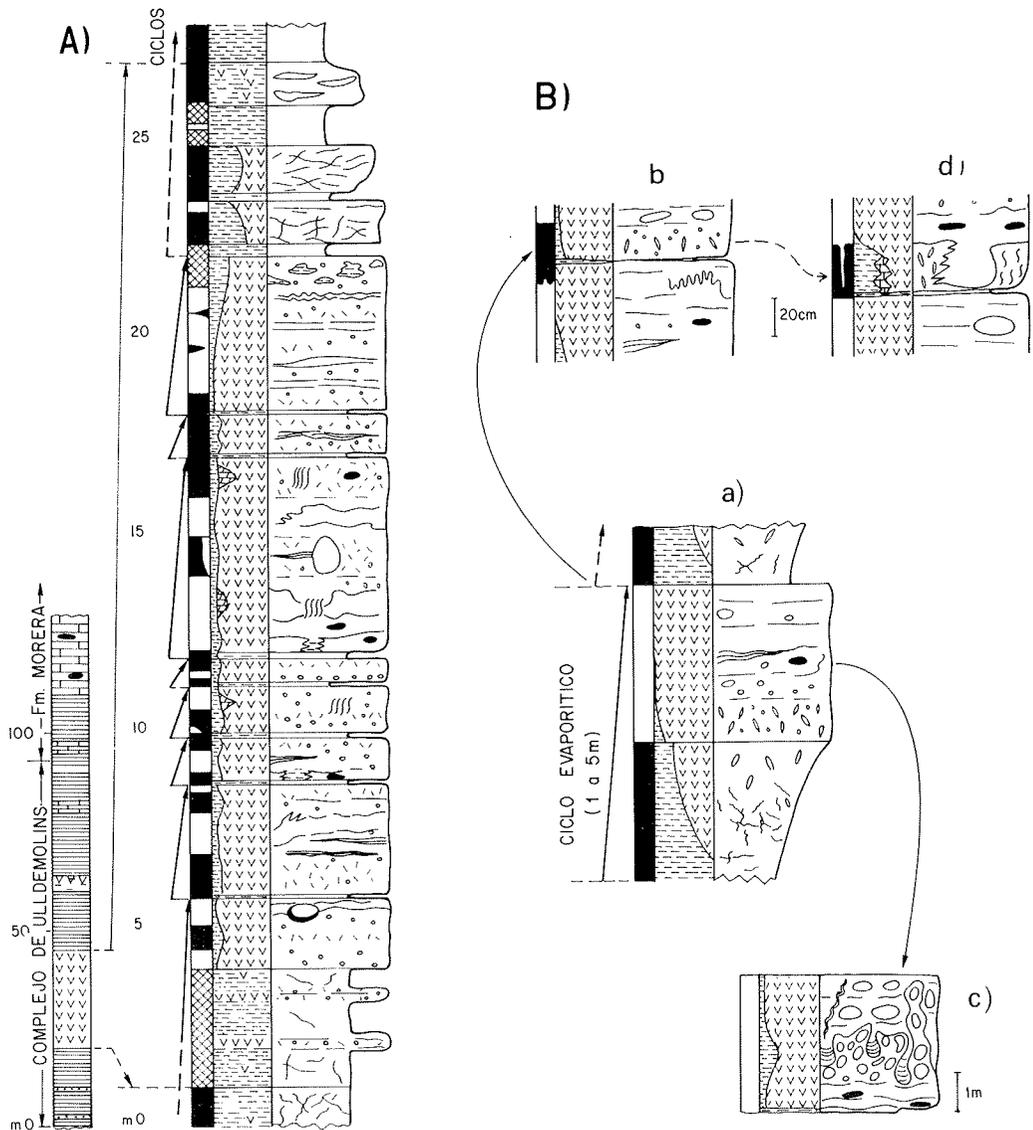
Este grupo, desarrollado en el dominio central, es el equivalente del Grupo Santa Maria, al NE. Sus intercalaciones de yeso corresponden a la Fm. Lutitas de Montblanc, en las localidades de Pira y Sarral, las cuales pasan lateralmente a unidades conglomeráticas. Estas unidades yesíferas son similares a las intercaladas en el Grupo Pontils-Cornudella, y también contienen sílex y localmente estructuras nodulares de sabkhas.

C) *Unidades intercaladas en el Priaboniense superior-Oligoceno inferior (Stampiense).*

Todas ellas son posteriores a la segunda transgresión marina. En el dominio meridional, donde está presente el Grupo Scala Dei (conglomerático), estas intercalaciones corresponden al Mb. Lutitas y Yesos de Rocafort (Fm. Blancafort), que es una unidad lutítica situada al NE de los Conglomerados del Montsant y que ha sido atribuida al Stampiense (COLOMBO, 1986). Algo de yeso está también presente en la Fm. Areniscas y Lutitas de Flix, en el dominio meridional (Stampiense).

D) *Unidades intercaladas en la Fm. Artés.*

En el dominio septentrional existen importantes unidades evaporíticas intercaladas en la Fm. Artés: Yesos de Sant Martí de Tous, y Yesos de Copons, atribuidos al Stampiense por SÁEZ (1987), así como los Yesos de Sallent, datados como Priaboniense por el mismo autor. Todas estas unidades yesíferas se caracterizan por la ausencia de sílex (excepto muy pun-



## LEYENDA

COLOR	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS	
Gris	 Lutita	laminación	 pseudomorfos de yeso lenticular
Verde	 Yeso	bandeamiento	 bioturbación (carbonato)
Oscuro	 Caliza	yeso enterolítico	 silex nodular
Abigarrado	 Dolomía	estructura fluidal	 venas fibrosas de yeso
Rojo		meganódulos	 áreas lutíticas
		macronódulos	
		micronódulos	

( F ORTI; 1988)

**Figura 2:** Detalle litoestratigráfico (A) de los Yesos del Complejo de Ulldemolins (Grupo Cornudella) en las canteras de Vilaverd (Tarragona), con algunas indicaciones de ciclos elementales (B).

tualmente en los Yesos de Sant Martí de Tous). Los Yesos de Copons y los Yesos de Sant Martí de Tous muestran litofacies laminado-nodulares y corresponden a lagos evaporíticos más concentrados que en las otras unidades hasta aquí referidas, mostrando abundantes improntas de cristales de sal.

Aunque no pueden establecerse correlaciones precisas entre las unidades marinas y los continentales, puede decirse que, de un modo general, las evaporitas marinas del Luteciense del Prepirineo catalán (Yesos de Beuda) tienen una coincidencia temporal con las evaporitas continentales de los Grupos Cornudella y Pontils de los dominios meridional y central de Catalánides.

### **Bibliografía**

ANADON, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, LL. (1979-82): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geologica Hispánica*, 14: 242-270.

ANADON, P. y MARZO, M. (1986): Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector de Igualada-Montserrat. *XI Congr. Esp. Sedimentología*, GES, Barcelona. *Libro de Excursiones: 4.1-4.59*.

COLOMBO, F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (prov. Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 5-115.

SAEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 359 p.

# Las evaporitas del Paleógeno continental de la Cuenca Surpirenaica en el sector de Ager-Tremp

Fco. Javier Garcia Veigas

Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

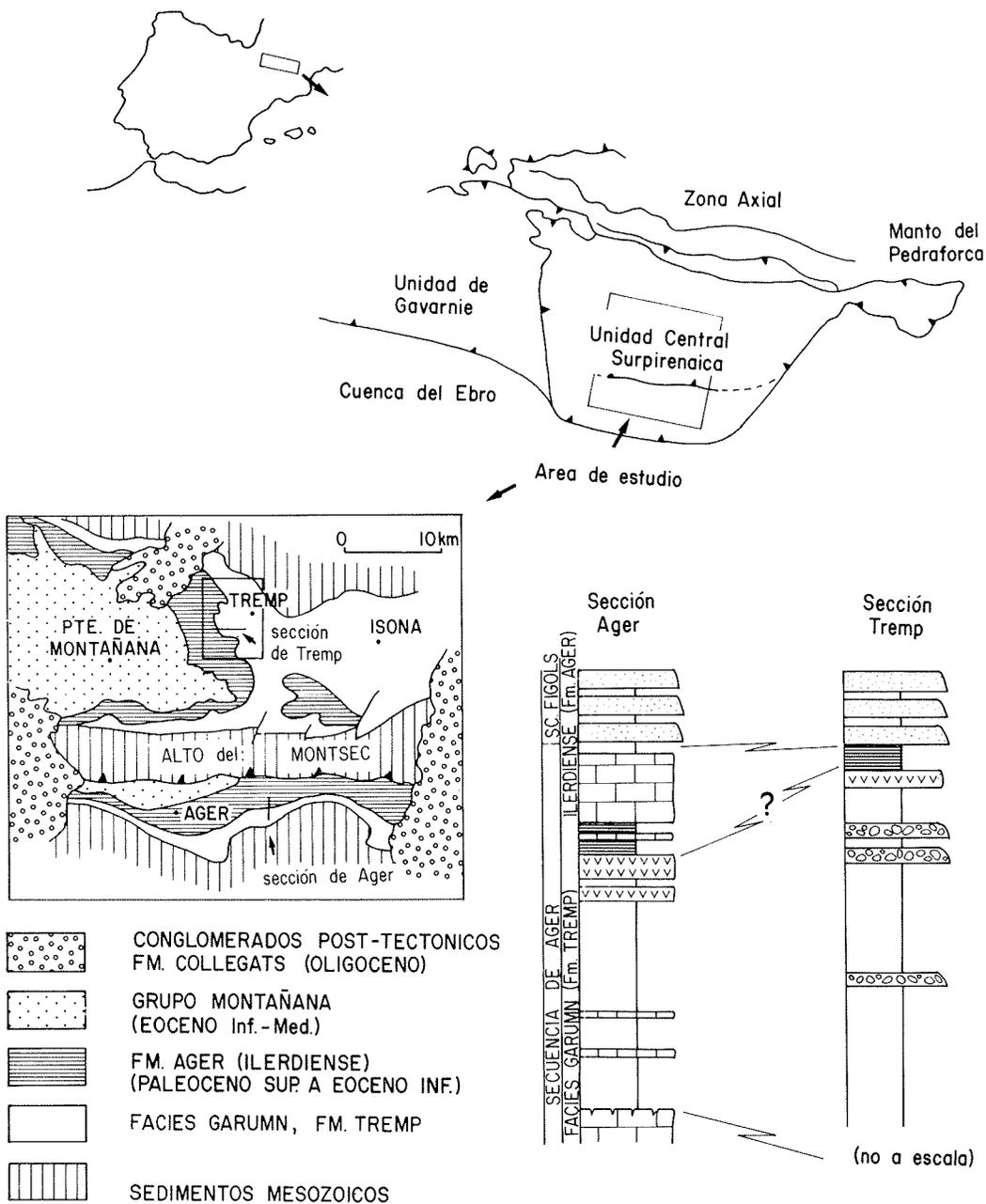
El tránsito entre la sedimentación mesozoica a terciaria en la Unidad Surpirenaica Central está registrado por las clásicas facies continentales garumnienses, definidas litoestratigráficamente de manera formal por MEY *et al.*, (1968), y que han sido estudiadas por ROSELL (1967), GARRIDO y RIOS (1972), LIEBAU (1973), y COLOMBO *et al.* (1986), entre otros.

La cuenca de Tremp constituye un amplio sinclinal de materiales mesozoicos y terciarios separado del Valle de Ager por la Sierra del Montsec, una estructura cabalgante que se emplaza durante el Paleoceno y Eoceno separando las dos áreas (fig. 1).

La sedimentación continental paleocena pasa verticalmente a una sedimentación eocena de plataforma proximal que hacia el 0 es reemplazada por las potentes series turbidíticas del Grupo Hecho (Mutti *et al.* 1972, 1985a).

El Garumniense de la cuenca de Tremp puede dividirse en tres grandes unidades (ROSELL, 1967): a) tramo inferior detrítico y carbonoso, muy rico en fauna, tanto de invertebrados como de reptiles; b) tramo intermedio carbonatado, y c) tramo inferior lutítico yesífero. En este último es donde tiene lugar el desarrollo de los episodios evaporíticos intercalados entre materiales netamente continentales. En una posición estratigráfica equivalente se localizan los afloramientos yesíferos del Valle de Ager. En ambos sectores las unidades evaporíticas se desarrollan en los últimos 200 metros de las series garumnienses, por debajo de la base de la transgresión ilerdiense. Mutti *et al.* (1985b) incluyen este tramo superior en la «Secuencia de Ager» junto a la Caliza con Alveolinas de la Fm. Ager. Esta unidad queda limitada a base y techo por dos discordancias cartográficas regionales.

Los tramos evaporíticos constituyen cuerpos yesíferos de escasa potencia (1-10 m) pero de gran desarrollo lateral (10-15 km), intercalados entre potentes cuerpos arcillosos atribuidos a un medio de llanura lutítica, y a cuerpos arenoso-conglomeráticos de gran desarrollo lateral correspondientes a episodios de reactivación de sistemas fluvio-torrencales. Estos materiales han sido recientemente estudiados por GARCÍA VEIGAS (1988).



**Figura 1:** Esquema de situación regional de los Yesos garumnienses: A) en las unidades alóctonas surpirenaicas, B) y C) dentro de la serie estratigráfica (según GARCIA VEIGAS, 1988).

Estas unidades están constituidas por yeso secundario, aunque todavía se preservan abundantes pseudomorfos de yeso primario y anhidrita. Cada una de las diferentes unidades representa un único evento de implantación de un medio de laguna evaporítica. Las diferentes litofacies reconocidas se ordenan en secuencias verticales que representan el establecimiento progresivo del episodio evaporítico, desde condiciones de crecimiento intrasedimentario, hacia condiciones de precipitación en el seno de una salmuera superficial. La figura 2 muestra una secuencia tipo reconocida en las proximidades de Tremp. En ella se diferencian las siguiente litofacies:

A) *Yeso en moldes de bioturbación*: estructuras columnares de yeso de grano fino constituídas por agregación de nódulos milimétricos de yeso que rellenan moldes de raíces.

B) *Yeso lenticular en rosetas*, pseudomorfos lenticulares de yeso primario de origen intrasedimentario reemplazados ahora por yeso secundario.

C) *Yeso micronodular*: nódulos milimétricos alabastrinos desarrollados en el seno de una matriz detrítica y/o carbonatada.

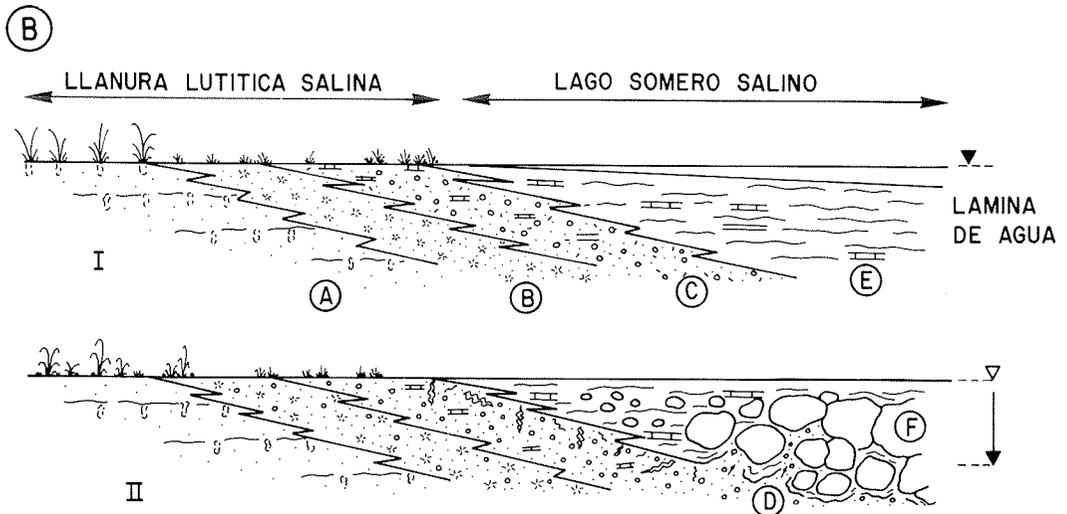
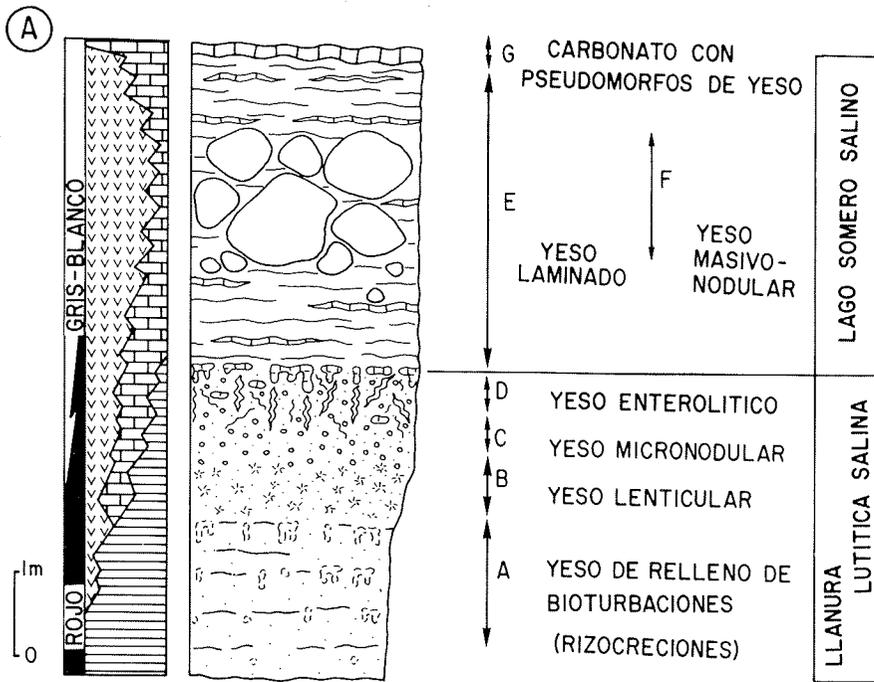
D) *Yeso enterolítico*: estructuras enterolíticas de desarrollo vertical posiblemente asociadas a mecanismos de anhidritización tempranos.

E) *Yeso laminado*: bandas del orden milimétrico-centimétrico de yeso alabastrino alternando con láminas lutítico-margosas o carbonatos. Litofacies característica de una precipitación superficial en un medio de laguna evaporítica.

F) *Yeso nodular masivo*: constituído por grandes nódulos (dm-m) de yeso alabastrino muy blanco desarrollados en el seno de facies preexistentes. Estos nódulos representan un mecanismo de anhidritización provocado por la caída de la lámina de agua a posición subterránea.

G) *Carbonatos con pseudomorfos de yeso*: constituyen carbonatos de grano muy fino de origen evaporítico. Su potencia es de orden centimétrico y no están representados en todas las secuencias. Contienen abundantes pseudomorfos de yeso primario. Representan estadios de dilución de la laguna evaporítica.

La continuidad lateral de estas unidades permite reconocer un tránsito lateral de facies muy bien desarrollado. Se observa un predominio de las facies de crecimiento intrasedimentario (A-D) en las partes más distales de las capas caracterizando un medio de llanura lutítica evaporítica (*saline mud-flat*), que gradan hacia centro de cuenca a facies laminadas de medio superficial tipo *salt-pan*. En este sentido, tanto la cuenca de Tremp como el valle de Ager constituirían dos áreas de funcionamiento endorreico sometidas a una fuerte subsidencia. La estructura del Montsec empieza ya a elevarse como un anticlinal predecesor al cabalgamiento eoceno. Las primeras manifestaciones del estilo tectónico pirenaico se dan durante el Paleoceno, provocando la creación de estas cuencas endorreicas receptoras de sistemas fluviales cuyas aguas han disuelto antiguas formaciones yesíferas triásicas (UTRILLA, 1989).



**Figura 2:** Sedimentología de los Yesos garumnienses: A) ciclo evaporítico ideal observado en la unidad yesífera, B) esquema interpretativo de la evolución sedimentaria del lago evaporítico (según GARCIA VEIGAS, 1988).

## Bibliografía

- COLOMBO, F.; CUEVAS, J. L.; MERCADE, L. (1986): Las facies Garumniense del flanco sur del sinclinal de Ager. Análisis sedimentológico. *Resum. Com. XI Cong. Esp. Sedimentologia*, Barcelona.
- GARCIA VEIGAS, J. (1988): *La formación evaporítica de la facies garumniense de la Conca de Tremp (Lleida): petrologia, geoquímica y sedimentologia*. Tesis de licenciatura, Univ. Autónoma de Barcelona, 175 p.
- GARRIDO, A. y RIOS, L. M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. Min. Espa.*, 33: 1-47.
- LIEBAU, A. (1973): El Maestrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona. *XIII Col. Europ. de Microfal*: 87-111, Madrid.
- MEY, P. H.; NAGTEGAAL, P. J.; ROBERT, K. J.; HARTEVELT, J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41: 221-228.
- MUTTI, E.; REMAGHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. *6th European Regional Meet. of Sed. IAS, Lleida. Excursion 12, Guidebook*: 520-576.
- MUTTI, E.; ROSSELL, J.; ALLEN, G.; FONNESU, F. y SGAVETTI, M. (1985): The Eocene Baronia Tide-Dominated Delta-Shelf System in the Ager Basin. *6th European Regional Meet. of Sed. IAS, Lleida. Excursión 1, guidebook*: 579-600.
- MUTTI, E.; ALLEN, G.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972): Schema stratigrafico e lineamenti di facies del paleogene marino nella zona centrale sud-pirenaica tra Tremp (Catalogne) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 381-416.
- ROSELL, J. (1967): «Estudio geológico del sector Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida)». *Pirineos*, 21: 9-225.
- UTRILLA, R. (1989): *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{34}S$ ) dels sulfats com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona: 276 p.

# La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca Surpirenaica catalana

Federico Ortí y Laura Rosell

Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

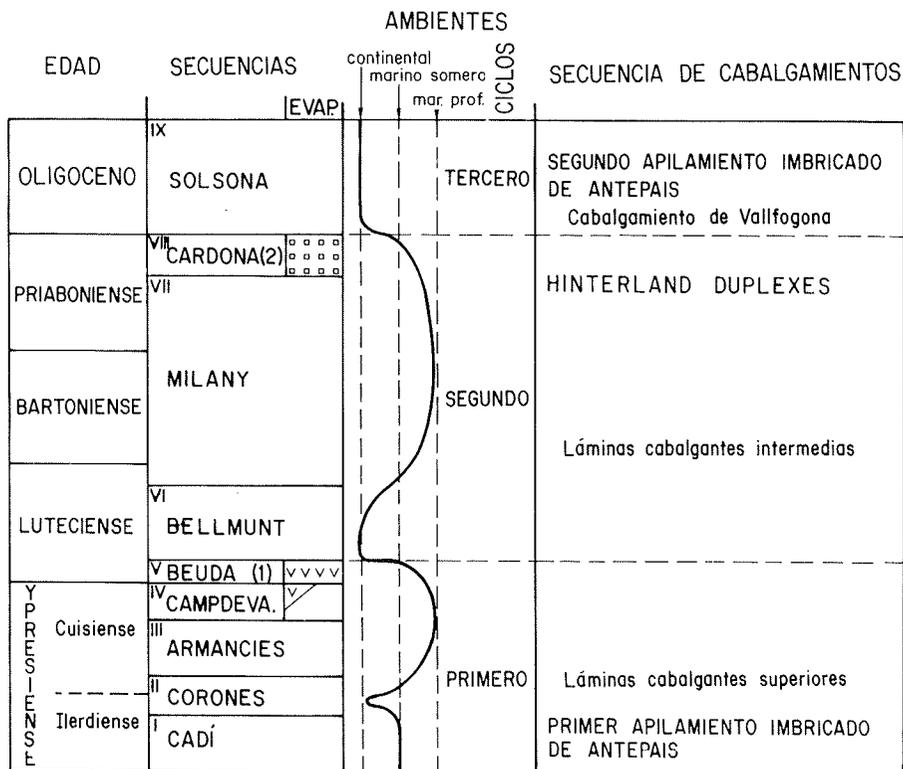
## Introducción

La Zona Surpirenaica puede ser dividida en una serie de unidades alóctonas desplazadas hacia el sur (Muñoz *et al.*, 1986): A) Láminas superiores (manto central surpirenaico; mantos del Pedraforca y del Montgrí); B) Láminas intermedias (mantos de Gavarnie y del Cadí); C) Láminas inferiores. Desde los primeros momentos, el desplazamiento de estos mantos hacia el sur sobre la plataforma carbonatada estable de Ilerdiense, llevó al desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaico. Esta última migró en la misma dirección, hasta casi cien kilómetros para los sucesivos ejes de depocentros, quedando progresivamente incorporada a los mantos más jóvenes.

El sector catalán de la cuenca contiene unos 3000 m. de sedimentos paleógenos. PUIGDEFABREGAS *et al.* (1986) han establecido en ellos una serie de secuencias deposicionales organizadas en tres ciclos de control estructural bien definido, que explican la evolución tecto-sedimentaria de dicho sector (fig. 1):

A) El *ciclo primero* (Ypresiense a Luteciense basal) se caracteriza por la profundización progresiva del margen norte de la cuenca. De abajo arriba, dicho ciclo está integrado por las siguientes secuencias:

- Secuencia Cadí (I) (Ilerdiense): se caracteriza por sedimentos transgresivos (hasta 300 m. de potencia). Consiste en las calizas de Alveolinas de las Fms. Cadí y Orpí, que representan un ambiente marino somero, gradando hacia el norte a ambientes margosos algo más profundos (Fm. Sagnari).
- Secuencia Coronas (II) (Ilerdiense a Cuisiense inferior): representa un evento regresivo (hasta 250 m. de potencia). Incluye, en el norte, sedimentos deltaicos que progradan.
- Secuencia Armànçies (III) (Cuisiense): registra una repentina profundización indicada por la presencia de depósitos de talud, que rellenan un surco profundo desarrollado hacia el norte. En su margen sur se desarrolla una plataforma carbonatada somera (Fm. Peña).
- Secuencia Campdevàdol (IV) (Cuisiense): significa un repentido influjo de turbiditas terrígenas (hasta 900 m. de potencia).
- Secuencia Beuda (V) (Luteciense inf.): en el estadio final del emplazamiento de las láminas superiores se depositan los Yesos de Beuda.

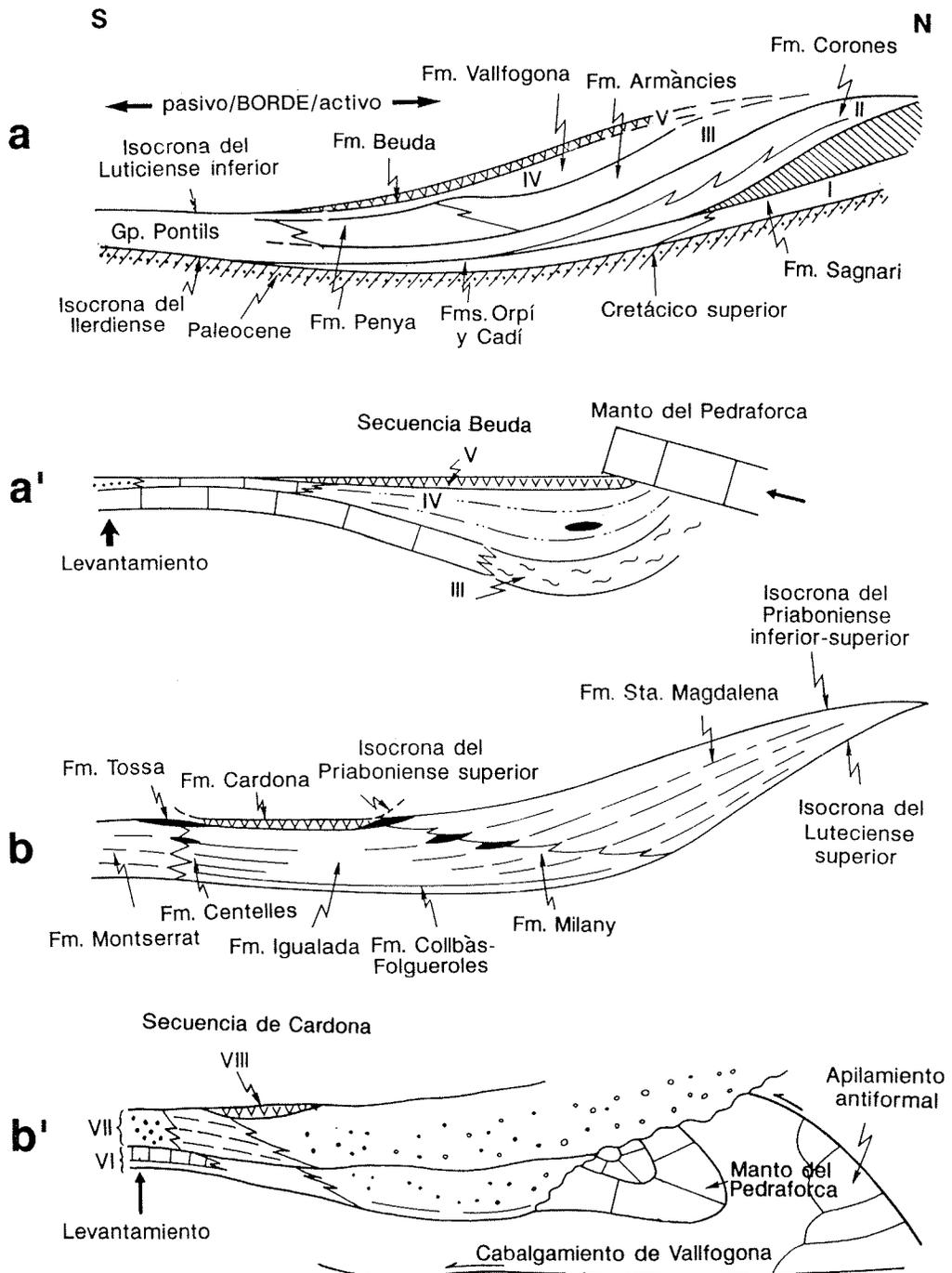


base: Facies Garumn

**Figura 1:** Organización secuencial (estratigráfica y estructural) del Paleógeno de la Cuenca Surpirenaica catalana. 1) Yesos de Beuda. 2) Cuenca Potásica Catalana (adaptado de PUIGDEFÁBREGAS *et al.*, 1986).

B) El *ciclo segundo* (Luteciense inf.-Priaboniense) está integrado por las siguientes secuencias, de abajo arriba:

- Secuencia Bellmunt (VI) (Luteciense), se caracteriza por un complejo deltaico conglomerático (hasta 1000 m. de potencia) progradante hacia el S: margas de prodelta (Fm. Banyoles), areniscas de frente deltaico (Fm. Barcons) y conglomerados y areniscas aluviales (Fm. Bellmunt). Los carbonatos de plataforma (Fm. Tavertet) representan un cinturón costero de alta energía.
- Secuencia Milany (VII) (Bartoniense-Priaboniense inf.). Consiste en un nuevo complejo deltaico (hasta 1.200 m. de potencia). La secuencia se inicia por un evento transgresivo (areniscas glauconíticas de la Fm. Folgueroles; carbonatos costeros de la Fm. Collbàs), y prograda hacia el S (margas del prodelta de la Fm. Igualada; areniscas de frente deltaico de la Fm. Milany; conglomerados de la Fm. Sta. Magdalena). En el estadio final se desarrolla un cinturón arrecifal (Fm. Tossa).



**Figura 2:** Esquemas litoestratigráficos y tectono-sedimentarios de la evolución del Surco Surpirenaico catalán durante las fases evaporíticas marinas del Luteciense (a) y del Priaboniense superior (b) (adaptado de PUIGDEFÁBREGAS *et al.*, 1986).

— Secuencia Cardona (VIII) (Priaboniense sup.): En el estadio final del emplazamiento del manto del Cadí y unidades occidentales equivalentes, se desarrolla una fase evaporítica en la cuenca residual.

C) El *ciclo tercero* (Priaboniense superior-Oligoceno) está formado por una sola secuencia.

— Secuencia Solsona (IX) (Oligoceno). Consiste en una sucesión de depósitos aluviales y lacustres considerados como el último estadio de la cuenca de antepaís surpirenaica catalana.

En esta evolución tecto-sedimentaria los eventos evaporíticos de origen marino (Secuencias V y VIII) parecen coincidir con el desarrollo de trayectorias planas de las láminas cabalgantes, mientras que la progradación de los sistemas clásticos se correlaciona con los episodios de rampa en las mismas. Ambas secuencias evaporíticas marcan claramente el final de los grandes ciclos sedimentarios, aunque también pueden estar relacionadas con importantes caídas del nivel oceánico (fig. 2).

### La Fm. Yesos de Beuda

Los depósitos evaporíticos del Eoceno medio (Luteciense) surpirenaico afloran en el Manto del Cadí, entre Vilada, al O, y Olot, al E, y consisten principalmente en un horizonte potente (hasta 80 m.) y continuo de sulfato cálcico. En el área cercana a Ripoll el ciclo primero antes referido está integrado por las unidades indicadas en la Tabla I.

**TABLA I**

---

**TECHO: Fm. Areniscas y Lutitas de Bellmunt (Segundo ciclo)**

---

(Primer ciclo)

7. Fm. Areniscas y Lutitas de Coubet
6. Fm. Yesos y Anhidritas de Beuda
5. Fm. Areniscas y Lutitas de Vallfogona
4. Fm. Margas de Armàncies
3. Fm. Calizas de Coronas
2. Fm. Margas de Sagnari
1. Fm. Calizas del Cadí

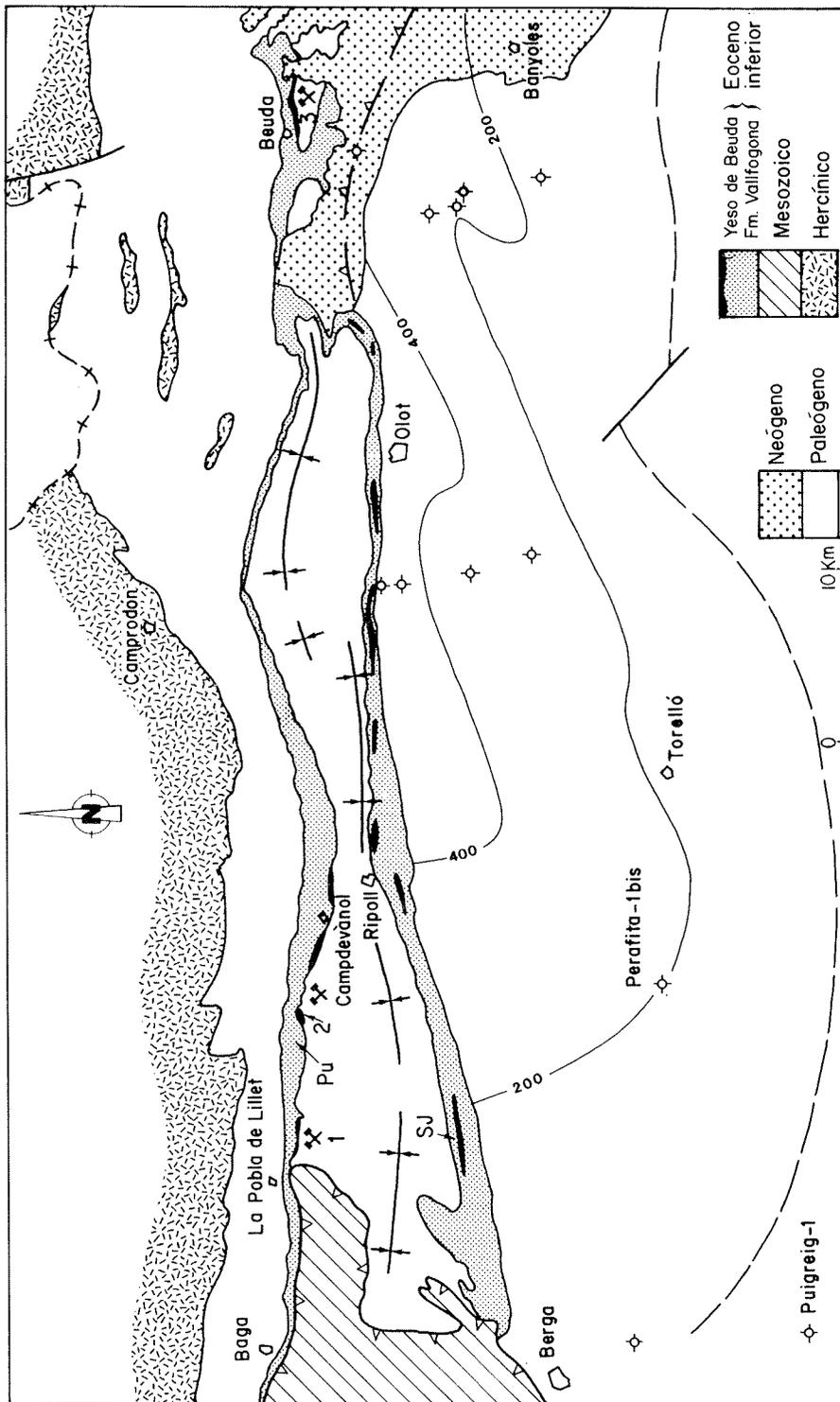
BASE: facies Garumn

---

De estas unidades, las 4 y 5 son de carácter turbidítico y representan la máxima profundidad del surco deposicional, mientras que las 2 y 3 recibieron importantes influencias de agua dulce.

Los sedimentos pre-evaporíticos constituyen una turbidita siliciclástica (Fm. Vallfogona, equivalente a la Secuencia de Campdevàno) de hasta 1000 m. de potencia. Consiste principalmente en una alternancia de lutitas grises y areniscas de grano fino, en capas decimétricas. Algunas masas de olistolitos triásicos están intercaladas entre las turbiditas. Los signos de bioturbación en esta serie son mínimos, pudiéndose considerar como depositada en un fondo anóxico.

Los sedimentos evaporíticos propiamente dichos (Fm. Yesos y Anhidritas de Beuda) afloran linealmente a ambos flancos del Sinclinorio de



**Figura 3:** Localización de los principales afloramientos de los Yesos de Beuda en el sinclinorio de Ripoll, e isopacas de esta formación evaporítica en el subsuelo de la zona autóctona (simplificado de ENRESA, 1987).

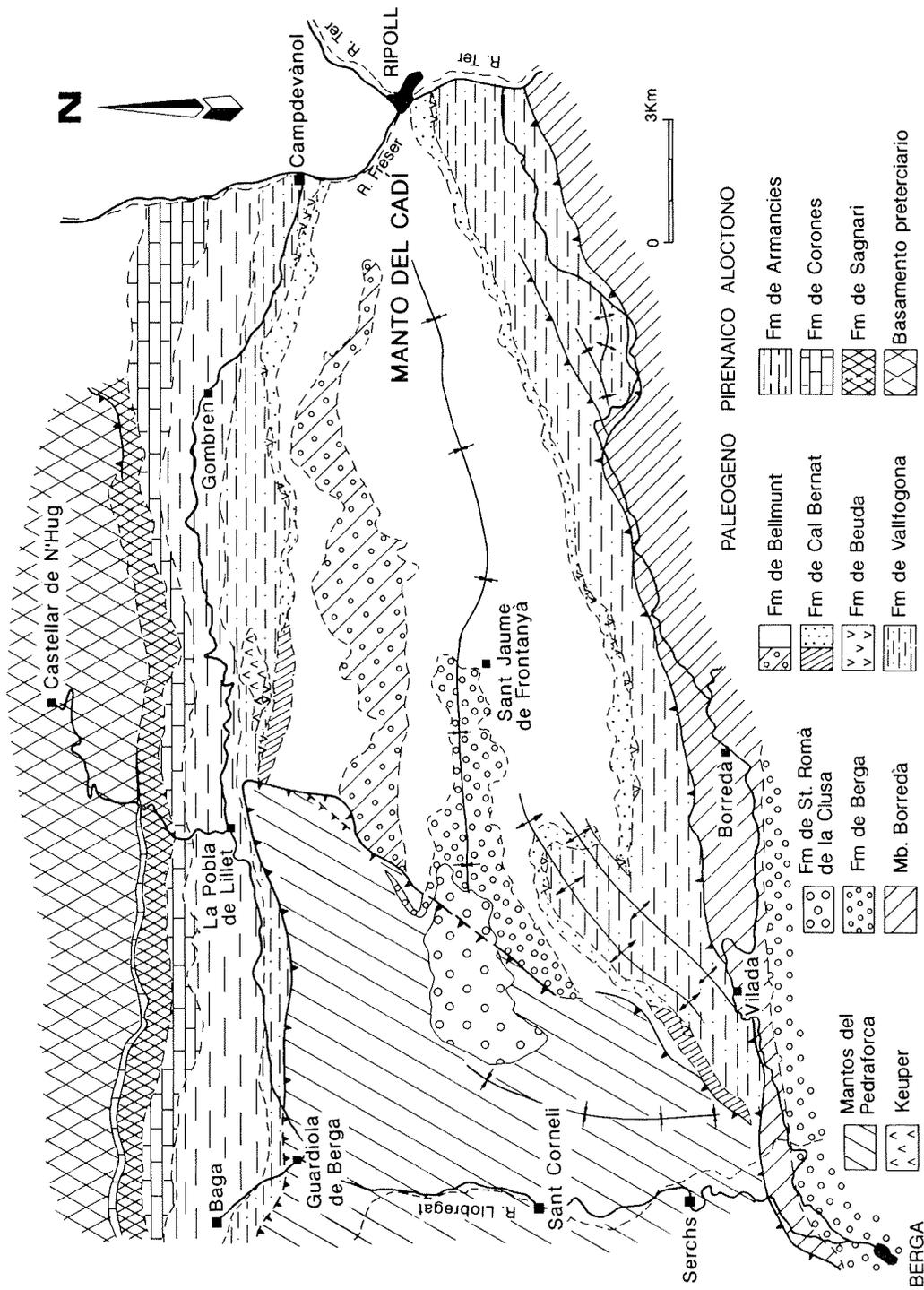
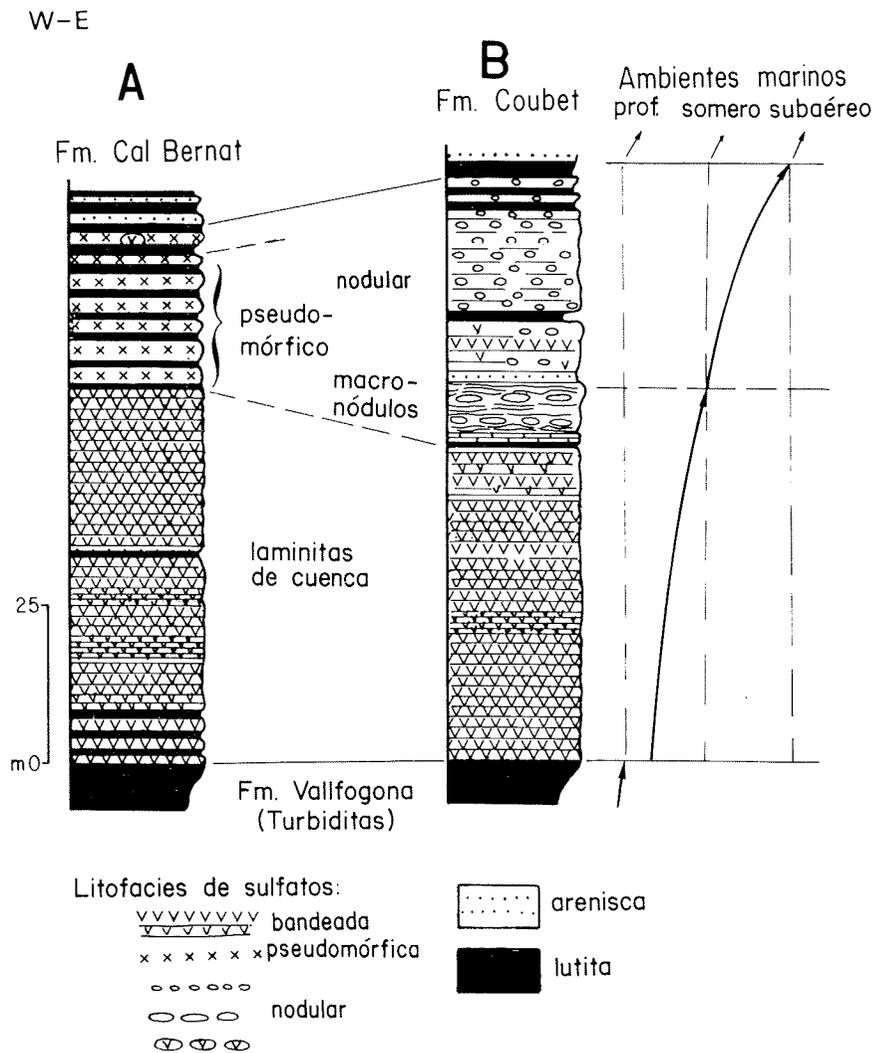


Figura 4: Mapa geológico del Prepirineo catalán entre los ríos Ter y Llobregat con situación de los Yesos de Beuda en los flancos norte y sur del sinclinal de Ripoll (simplificado de BUSQUETS, 1981).

Ripoll, continuándose los afloramientos de un modo discontinuo hasta Beuda (figs. 3 y 4). En superficie consisten en yeso secundario y anhidrita. En profundidad son predominantemente anhidríticos, con ciertas cantidades de sal. Las principales litofacies del sulfato cálcico de esta unidad son (ORTI *et al.*, 1987-88):



**Figura 5:** Columna sintéticas de los Yesos de Beuda en el área de Campdevánol-Pobla de Lillet (C) y de Beuda (B) (según ORTI *et al.*, 1987-88).

a) facies bandeadas y laminadas, con potencias individuales desde pocos mms hasta 1 dcm. Las interláminas se componen de lutita oscura y algo de carbonato. Dominan estas facies en el tercio inferior y parte central de la secuencia.

b) nodular, con capas de pequeños nódulos (mosaico-nodular) o bien como macronódulos (inferiores a 50 cms. de diámetro), o localmente meganódulos (>50 cms. de diámetro). Dominan estas facies en diferentes horizontes del tercio superior de la serie, según los puntos de observación.

c) pseudomórfica, con capas pseudomórficas de antiguos cristales de yeso prismático-tabulares de orden centimétrico, actualmente preservadas como yeso alabastrino secundario. Se encuentran hacia el techo de la serie.

La sucesión vertical de litofacies se muestra en la fig. 5, y puede interpretarse como una secuencia de somerización, con eventual emersión del techo de la misma, aunque sólo puntualmente.

Los sedimentos post-evaporíticos (Fm. Coubet; Luteciense inf.) pertenecen a un amplio espectro de ambientes marinos, de profundidad muy variable, que representan el estadio de relleno final del surco marino. Inferiormente se desarrolla una unidad de arenisca y lutitas de ambiente marino restringido, y superiormente una plataforma siliciclástico-carbonatada, de ambiente marino abierto y somero.

La unidad inferior referida presenta intercalaciones de areniscas, de carácter turbidítico, que progresivamente son más abundantes hacia el techo, mientras que hacia la base lo son las lutitas, que intercalan niveles ferruginosos indicativos de ciclos de anoxia. La ausencia general de bioturbación indica el mantenimiento de cierta hipersalinidad en las aguas del fondo de este surco marino residual, antes de la instalación de la plataforma marina residual.

## Bibliografía

- BUSQUETS, P. (1981): *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 190 p.
- ENRESA (1987): *Inventario nacional de formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad (fase I.<sup>a</sup>)*. Madrid, Informe interno (inédito).
- MUÑOZ, J.A., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1986): Thrust sequence in the Spanish Eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- ORTI, F., BUSQUETS, P., ROSELL, L., TABERNER, C., UTRILLA, R. y QUADRAS, M. (1987-88): La fase evaporítica del Eoceno medio (Luteciense) en la cuenca surpirenaica catalana. Nuevas aportaciones. *Rev. Inv. Geol.*, 44-45 (en prensa).
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Public. Ass. Sediment.*, 8: 229-246.

## La Cuenca Potásica Surpirenaica

**Laura Rosell**

Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

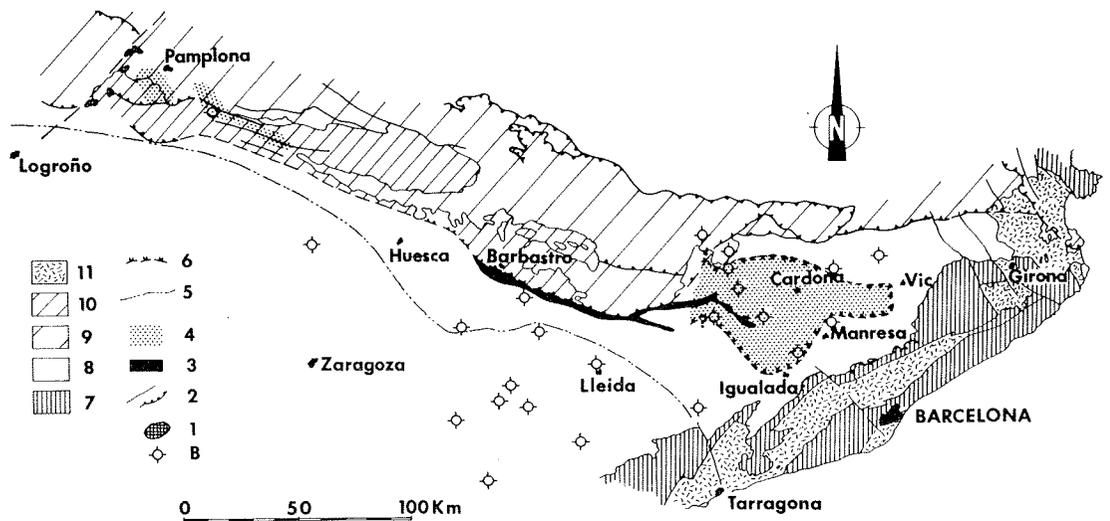
La formación evaporítica surpirenaica del Eoceno superior se extiende desde Cataluña a Navarra, aunque sólo es conocida la presencia de sales potásicas en sus dos extremos, oriental (Cuenca potásica catalana) y occidental (Cuenca potásica navarra). Dicha formación representa el último episodio de sedimentación marino en la cuenca de antepaís surpirenaica.

La distribución geográfica de la formación potásica es conocida a partir de datos de mina, de sondeos y de prospección geofísica. En la fig. 1, donde se muestra dicha distribución, puede observarse además que, mientras la cuenca potásica catalana se sitúa en la zona autóctona de antepaís surpirenaico, la cuenca potásica navarra se localiza en la zona alóctona. La continuidad de la formación evaporítica entre ambas cubetas potásicas no ha podido ser demostrada debido a la falta de sondeos en la zona intermedia. Sin embargo, las similitudes petrológicas y geoquímicas entre ambas (PUEYO, 1975; ROSELL, 1983) y la posibilidad geométrica de continuidad en subsuperficie, si se tienen en cuenta las modificaciones originadas por el emplazamiento de los mantos pirenaicos (PUIGDEFABREGAS, 1975), parecen apoyar dicha idea.

En la cuenca potásica navarra, la estructura tectónica ha dado lugar a la individualización de varias zonas potásicas, que suelen coincidir con zonas sinclinales (RÍOS, 1963): cubeta potásica de Pamplona; zona de Puente la Reina; zona del sinclinal de Izaga-Monreal; zona de Javier-Los Pintano (ROSELL, 1983). Hasta ahora, sólo ha sido explotada la primera de ellas pero recientemente se ha iniciado la fase de exploración de las dos últimas.

En la cuenca catalana, los datos de sondeos indican la existencia de dos subcubetas potásicas: una principal que comprendería toda la zona de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny, y otra, de dimensiones más reducidas, situada en el área de Vilanova de l'Aguda. Los materiales salinos han originado una serie de fenómenos diapíricos que se traducen en superficie en dos sistemas de pliegues de dirección aproximada SE-NO y ENE-OSO. Sin embargo, la base de la formación salina presenta una topografía muy suave que además no guarda paralelismo con la que se presenta en superficie (RIBA, 1975; RIBA *et al.*, 1975; PUEYO 1975).

En el límite oriental de la cuenca catalana se encuentran preservadas las facies marginales de borde de cuenca, constituyendo cinturones en disposición concéntrica: el cinturón externo arrecifal (Fm. Tossa y sus equivalentes) y el cinturón interno sulfatado (Yesos de Odena y sus equivalentes) que rodean un cuerpo central de facies cloruradas, el cual incluye discontinuamente los niveles potásicos. La precipitación de los minerales potásicos debió tener lugar en las zonas más deprimidas de la cuenca, donde se acumularon las salmueras más concentradas y densas.

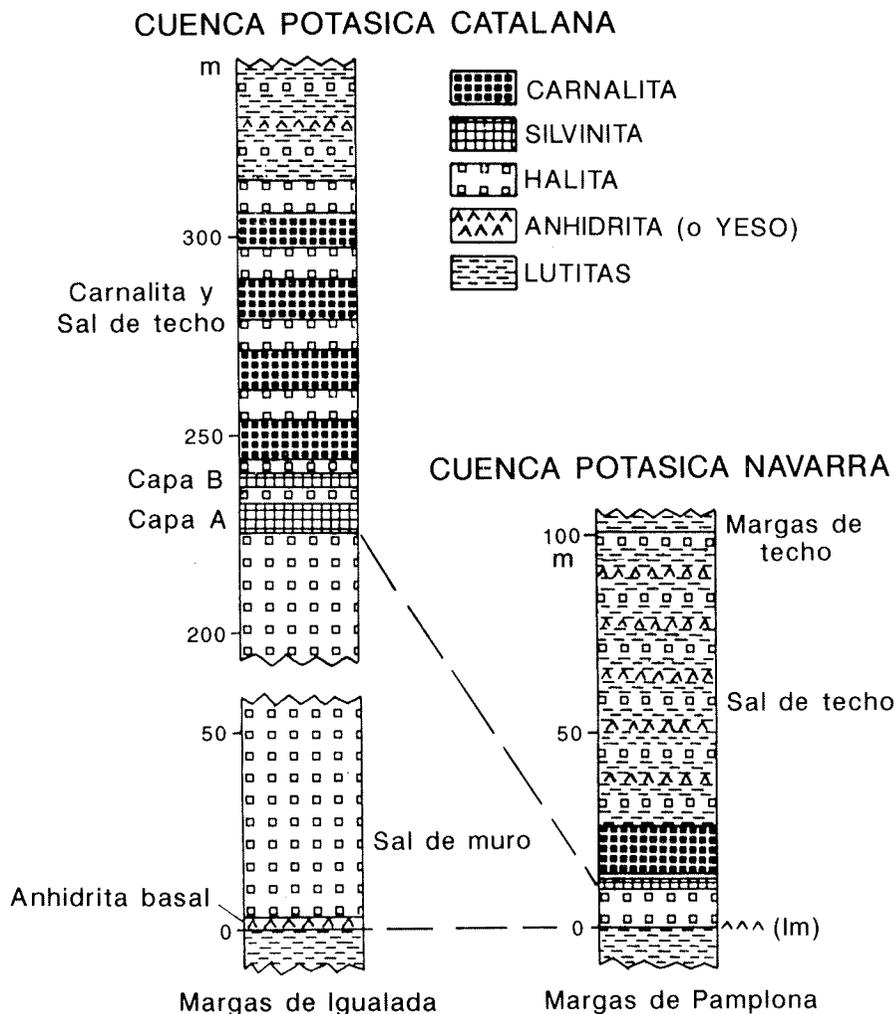


**Figura 1:** Mapa geológico del sector septentrional de la cuenca del Ebro con situación de las formaciones potásicas de Cataluña y Navarra, así como la zona principal de afloramiento de los yesos de la Fm. Barbastró. 1) diapiros triásicos, 2) falla, cabalgamiento, 3) yesos de Barbastró, 4) límite conocido de la Formación Potásica, 5) límite del Eoceno marino, 6) límite conocido de la cuenca potásica catalana, 7) pre-Terciario, 8) Terciario autóctono en la cuenca del Ebro, 9) pre-Oligoceno (alóctono), 10) Oligoceno (alóctono), 11) Neógeno y Cuaternario. (ROSELL y ANADON, en ROSELL 1983, modificado).

La sucesión salina que se presenta en ambas cubetas potásicas, oriental y occidental, es muy similar (fig. 2) y representa un macrociclo empobrecido en sulfato magnésico, según la clasificación de BRAITSCH (1971) (PUEYO, 1975; ROSELL, 1983). La única variación notable entre las dos cubetas se encuentra en la potencia, tanto de cada unidad salina en particular como del conjunto de la formación evaporítica, que siempre es superior en la cuenca catalana.

La base de la formación salina la constituyen margas azules marinas. Se trata, en la cuenca catalana, de las facies más distales de fan-deltas desarrollados en el borde SE de la cuenca (Montserrat, San Llorenç de Munt). En la cuenca navarra, las margas basales corresponden a sedimentos marinos profundos (en base a su contenido faunístico), localmente turbidíticos, que han sido interpretados como depósitos de talud, y que hacia el techo presentan indicios de somerización (PUIGDEFABREGAS, 1975). Los niveles más próximos a la sucesión salina muestran características típicas de sedimentación anóxica: laminación fina bien preservada y ausencia de restos orgánicos, excepto fragmentos vegetales carbonizados.

La unidad evaporítica inferior está constituida por una capa anhidrítica. En Cataluña presenta una potencia de 4 a 5 m y litofacies laminadas, según datos de sondeos. En Navarra, donde esta capa es cortada en mina, tiene una potencia de 0,6 a 1 m y muestra predominantemente litofacies



**Figura 2:** Series estratigráficas de la formación potásica en Cataluña y Navarra, mostrando sus unidades y correlación (ROSELL, 1983, modificada).

laminadas, aunque también se presentan estructuras nodulares. Las primeras, constituidas por una alternancia de anhidrita y carbonato, muestra un aspecto irregular y ondulado que sugiere un posible origen estromatolíticos.

Por encima de la anhidrita se presenta una unidad halítica que tradicionalmente se ha denominado «sal de muro». En Cataluña presenta una potencia de 130 a 200 m, mientras que en Navarra sólo alcanza unos 10 m. La sal de muro presenta litofacies bandeada. Alternan bandas oscuras y claras (transparentes, rosadas o blancas), de orden centimétrico. Las bandas oscuras están formadas por grandes cristales con inclusiones («hopper crystals», tolvas), asociados a fragmentos arcillosos. Las bandas

claras están constituídas por cristales con inclusiones (de menor tamaño que los anteriores) y cristales transparentes.

Por encima de la sal de muro, se encuentra la unidad potásica inferior, constituída por silvinita (roca de silvita-halita). Esta unidad tiene una potencia de 5 a 20 m en la cuenca catalana y de 2 m en la cuenca navarra, y está formada por capas de silvinita que alternan con niveles halíticos. En las capas de silvinita, el ciclo ideal está constituído por la sucesión de los términos siguientes: insolubles (arcilla, carbonato, sulfatos), halita, silvita o silvita-halita, halita, insolubles. Sin embargo, esta sucesión puede mostrar más de un nivel silvítico. La potencia de cada ciclo individual oscila de 10 a 30 cm en la cuenca catalana (PUEYO, 1975) y de 4 a 15 cm en la navarra.

En los yacimientos catalanes, esta primera unidad potásica se presenta subdividida en dos tramos de silvita (capas A y B) separadas por un tramo halítico intermedio. En el yacimiento navarro, esta unidad potásica está constituída por dieciocho ciclos de silvinita separados por ciclos halíticos. Algunos de estos ciclos silviníticos son muy característicos y pueden ser utilizados como niveles guía a lo largo del yacimiento.

La silvinita presenta variaciones de coloración, rosada o rojiza (según la abundancia de inclusiones de hematites) y de tamaño de grano, y se observa que el color rojo más intenso corresponde a los tamaños de grano menores.

Los ciclos de halita presentan un grosor de 2 a 12 cm y están constituídos por la alternancia de niveles halíticos y niveles de insolubles. Generalmente los primeros tienen una coloración rosada, mientras que la halita presente en los ciclos de silvinita suele ser de color blanco.

Sobre la silvinita se presenta una unidad carnalítica, constituída por una alternancia de capas de carnalita y capas de halita. En la cuenca navarra, se encuentra, entre las dos unidades potásicas, un tramo halítico intermedio de 1 m de potencia aproximadamente. En la cuenca catalana, esta unidad potásica superior tiene una potencia de 40 a 80 m. En el yacimiento navarro, la potencia es de unos 12 m y está constituída por ocho capas carnalíticas. La carnalita muestra predominantemente litofacies brechoides y masivas; menos frecuentemente pueden presentarse también litofacies bandeadas y desarrollos nodulares.

Los tramos halíticos que se encuentran entre las capas de carnalita muestran una ciclicidad muy marcada, con alternancia de tres tipos de términos: insolubles, halita transparente y halita rica en inclusiones fluidas.

Tanto en la cuenca catalana como en la navarra, algunas de las capas de carnalita (o a veces incluso la totalidad de ellas) han sido localmente reemplazadas por silvinita secundaria, originada por «metamorfismo» de disolución de la carnalita (BORCHERT y MUIR, 1964; BRAITSCH, 1971). Esta litofacies, conocida en los yacimientos españoles como «silvinita transformada» es muy rica en  $K_2O$  y se caracteriza por un aspecto caótico, con fragmentos arcillosos dispersos y grandes cristales rojos y transparentes de silvita y halita. En algún caso, sin embargo, pueden llegar a reconocerse ciclos de: insolubles, halita y silvinita, que reemplazan probablemente a los ciclos originales de halita-carnalita.

Por encima de la carnalita se presenta, en la cuenca navarra, una unidad halítica potente («sales de techo»), constituida por una alternancia de niveles halíticos (de 1 a 10 cm) y de capas de lutitas laminadas (de 0,5 a 2 cm). Asociadamente a la halita, se intercalan capas delgadas de anhidrita, que se hacen más frecuentes hacia el techo de la unidad. Los niveles halíticos presentan ciclos similares a los descritos en la unidad de carnalita, que se hacen aquí más complejos debido a la presencia de términos con anhidrita y dolomita.

Sobre las sales de techo se encuentra una unidad lutítica («margas de techo») constituida por lutitas laminadas con intercalaciones anhidríticas, localmente de carácter enterolítico. Esta unidad, de unos 50 m de potencia, es a su vez recubierta por materiales detríticos siliciclásticos (Areniscas de Galar o de Liédena).

En la cuenca catalana no se presenta, por encima del tramo potásico, una unidad análoga a las sales de techo de la cuenca navarra. Sin embargo, la última capa halítica de los ciclos de carnalita-halita suele presentar una potencia superior a las demás. Sobre esta última capa halítica, se presentan lutitas grises con intercalaciones de yeso y halita, que alcanzan 35 m en promedio. En la zona de Cardona, estas lutitas son recubiertas por los materiales detríticos de la Fm Súrria, que corresponden a las facies terminales de abanicos progradantes desde el borde pirenaico hacia el centro de cuenca (SAEZ, 1987). Más hacia el sur, en la zona de Súrria se intercala, entre las lutitas grises superiores y los materiales de la Fm Súrria, una unidad de yesos con litofacies laminadas y nodulares (Yesos de Barbastro) (ROSELL, 1983; SAEZ, 1987).

Ya en los trabajos antiguos, se había sugerido la posible relación entre el episodio evaporítico del Eoceno superior y el levantamiento de la Cordillera Pirenaica. Con el avance en el conocimiento de la evolución estructural de dicha cordillera esta relación se concretó en la posible influencia del emplazamiento de los mantos pirenaicos, que provocaría la restricción de la cuenca (PUEYO, 1975; ROSELL, 1983). Más recientemente, PUIGDEFABREGAS *et al.* (1986) han precisado que dicha restricción fue el resultado del emplazamiento de manto del Cadí y de sus equivalentes occidentales. Como factor adicional de confinamiento pueden también haber influido los cambios eustáticos ocurridos a finales del Eoceno (VAIL y HARBENDOL, 1979; VAIL, 1981; TABERNER, 1983). Por otra parte, la aridez necesaria para la precipitación de los minerales potásicos pudo ser también la consecuencia de los dos hechos anteriores, debido a la formación de relieve y al incremento en las superficies expuestas a condiciones subaéreas.

El régimen evaporítico a que es sometida la cuenca, provoca la concentración progresiva de la masa de agua. La primera consecuencia de esta concentración fue probablemente la estratificación de dicha masa de agua, individualizándose un cuerpo inferior hipersalino que conduciría a la aparición de condiciones anóxicas en el fondo. En este estadio se produce la sedimentación de las margas anóxicas que constituyen el primer registro del episodio evaporítico.

A medida que la evaporación progresa y la concentración aumenta,

van precipitando los minerales evaporíticos en orden inverso a su solubilidad: sulfato cálcico en primer lugar, halita y sales potásicas. Posteriormente al episodio potásico, tiene lugar una dilución de la salmuera residual, precipitando de nuevo halita y sulfato cálcico.

El estadio sulfatado está representado en el borde de cuenca por el cinturón sulfatado y en el centro de cuenca por la capa anhidrítica basal, de potencia mucho más reducida. El escaso desarrollo de esta capa se debe probablemente a procesos de sulfato-reducción bacterial, llevados a cabo en las aguas anóxicas del fondo.

Posteriormente a la deposición del sulfato cálcico, tiene lugar la precipitación de la halita que, aparentemente, se produce sin interrupciones ya que no se han encontrado superficies de erosión. La alternancia de niveles de halita transparente y halita rica en inclusiones podría tener un origen estacional, formándose estos últimos por precipitación rápida en la interfase aire-salmuera, y los primeros por precipitación más lenta en el fondo debido a sobresaturación durante la estación fría (DELLWIG, 1955; PUEYO, 1975; ROSELL y ORTI, 1981-82).

El estadio potásico de precipitación está representado por los minerales silvita y carnalita y, al igual que ocurre en muchas formaciones potásicas, faltan los sulfatos magnésicos. La ausencia frecuente de estos últimos minerales en las formaciones potásicas naturales de origen marino, es una de las discrepancias más notables que presentan éstas respecto a la secuencia teórica de precipitación a partir de evaporación de agua marina, obtenida a partir de estudios experimentales iniciados ya a mediados del siglo pasado. Para explicar este hecho se han propuesto algunas posibles causas cuyo denominador común es la idea de que estos depósitos no pueden formarse a partir de la evaporación de agua marina normal, sino que tiene que haberse producido algún tipo de alteración en el quimismo del cuerpo de agua marina inicial, que haya provocado el empobrecimiento de ésta en sulfato magnésico.

Otro aspecto de interés es el origen de la silvita. Aunque se trata del mineral potásico más frecuente en formaciones evaporíticas antiguas de origen marino, algunos autores han descartado la posibilidad de un origen primario dado que la precipitación de este mineral requiere condiciones muy específicas.

En la cuenca potásica surpirenaica, la unidad de silvinita presenta una serie de características que sugieren un origen primario (PUEYO, 1975; ROSELL y ORTI, 1981-82; ROSELL, 1983). Por una parte la continuidad lateral de los ciclos de silvinita (por lo menos a lo largo de 10 km en la cuenca navarra) conservando la disposición de sus diferentes términos y la falta de superficies de erosión debidas a exposición subaérea sugieren un origen primario en una masa estable de salmuera. Un segundo argumento, por otra parte, lo constituyen las acusadas diferencias texturales y geoquímicas (ROSELL, 1983) entre esta unidad silvinitica y la silvinita transformada; las características de esta última están de acuerdo con un origen diagenético por transformación de carnalita.

Aunque no es posible determinar con exactitud la profundidad de la masa de agua de la cuenca evaporítica, sí que merece la pena destacar

algunos hechos. Por una parte, que dicha profundidad disminuye a lo largo del episodio evaporítico («relleno evaporítico»), desde las margas basales a las unidades detríticas de techo, que muestran evidencias de sedimentación muy somera. Y por otra parte, no parecen haber tenido lugar períodos de desecación, ya que no se conocen superficies erosivas en ninguna de las unidades salinas de las partes centrales de la cuenca.

### **Bibliografía**

- BORCHERT, H. y MUIR, R.O. (1964): *Salt Deposits. The Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites*. Van Nostrand, London, 338 p.
- BRAITSCH, O. (1971): *Salt Deposits. Their Origin and Composition*. Springer-Verlag, Berlín, 297 p.
- DELLWIG, L.F. (1955): Origin of the Salina Salt of Michigan. *Jour. Sedim. Petrol.*, 25:83-110.
- PUEYO, J.J. (1975): *Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Suria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 351 p.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1975): *La Sedimentación Molásica en la Cuenca de Jaca*. C.S.I.C., Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos Núm. 104, Número Extraordinario de la Revista Pirineos, 188 p.
- PUIGDEFÁBREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment.*, 8:229-246.
- RIBA, O. (1975): Introduction. Le bassin tertiaire catalan espagnol et les gisements du Potasse. *Livret-Guide de l'Excursion n.º 20. IX Congrès International de Sédimentologie*. Nice, p. 9-13.
- RIBA, O., RAMÍREZ DEL POZO, J. y MALDONADO, A. (1975): Mapa Geológico de España, E 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª ed. Hoja n.º 330 «Cardona» y Memoria Explicativa, I.G.M.E., Servicio de Publicaciones del Min. de Industria.
- RIOS, J.M. (1963): Materiales salinos del suelo español. *Mem. Ins. Geol. y Min. de España*, 64, 166 p.
- ROSELL, L. (1983): *Estudi petrològic, sedimentològic i geoquímic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 321 p.
- ROSELL, L. y ORTI, F. (1981-82): The Saline (Potash) formation of the Navarra Basin (Upper Eocene, Spain). *Petrology. Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 35:71-121.
- SÁEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 353 p.
- TABERNER, C. (1983): *Evolución ambiental y diagenética de los depósitos del Terciario inferior (Paleoceno y Eoceno) de la Cuenca de Vic*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 1400 p.
- VAIL, P.R. (1981): Cenozoic sea-level changes: Introduction to Colloquy 3. *Geology of Continental Margins. 26th Int. Geol. Congr. París*.
- VAIL, P.R. y HARDENBOL, J. (1979): Sea level changes during the Tertiary. *Oceans*, 22:71-79.

## **Gravimetría del diapiro salino de Cardona (provincia de Barcelona)**

**Víctor Pinto y Albert Casas**

Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

El diapiro de Cardona se encuentra situado en el pueblo del mismo nombre al NW de la provincia de Barcelona, aproximadamente en el centro de la Cuenca Terciaria Potásica Catalana. La estructura del diapiro es en forma de anticlinal fuertemente asimétrico, con buzamientos suaves hacia el NE que rápidamente pasan a subhorizontales, mientras que hacia el SW los buzamientos rondan los 70° o 80°. La estructura general es en forma de branquianticlinal, presentando la charnelaerosionada y disuelta llegando a aflorar la sal en la llamada «Montaña Roja». Este anticlinal esta afectado entre Cardona y Pinós, por una falla cabalgante vergente hacia el sur.

El método geofísico utilizado en la prospección ha sido la gravimetría. El contraste de densidad entre la sal (2.1-2.3) y los sedimentos encajantes (2.4-2.5) permiten obtener una buena relación señal-ruido.

El número total de estaciones gravimétricas medidas ha resultado ser de 280, de éstas se han repetido un 10% con tal de realizar un control de calidad de los datos y así determinar el error máximo de las lecturas. De esta forma puede obtenerse un criterio de ajuste óptimo entre las anomalías producidas por un modelo teórico y las experimentales resultantes del cuerpo geológico objeto de estudio, limitándose el grado de resolución máxima que permite el método, en este caso la prospección gravimétrica.

A las lecturas altimétricas se les ha aplicado las correcciones de temperatura y presión atmosférica, obteniendo una precisión de  $\pm 5$  m.

Para la obtención del valor absoluto de la gravedad en cada punto se han aplicado dos correcciones; marea gravimétrica y deriva instrumental.

Las bases gravimétricas utilizadas en el estudio han sido las de Manresa (Catedral) y Solsona (Catedral) correspondientes al Mapa Gravimétrico de Cataluña, CASAS *et al.* (1987), más una base propia enlazada con las anteriores y situada en la colonia Arqués de Cardona, optimizándose el recorrido de los itinerarios de medida.

Para el cálculo de la anomalía de Bouguer, se ha considerado oportuno, además de realizar las correcciones clásicas (Aire libre, Bouguer y Topográfica), precisar mejor la corrección debida a la topografía circundante alrededor de la estación, sobre todo en la zona próxima al diapiro. Para ello se ha procedido a la construcción de un modelo digital del terreno sobre topografía 1:10.000 comprendiendo un área de 64 km<sup>2</sup>. El intervalo de malla aplicado ha sido de 50 m de lado, generándose una matriz de 160 × 160 con un total de 15.600 casillas. A las estaciones

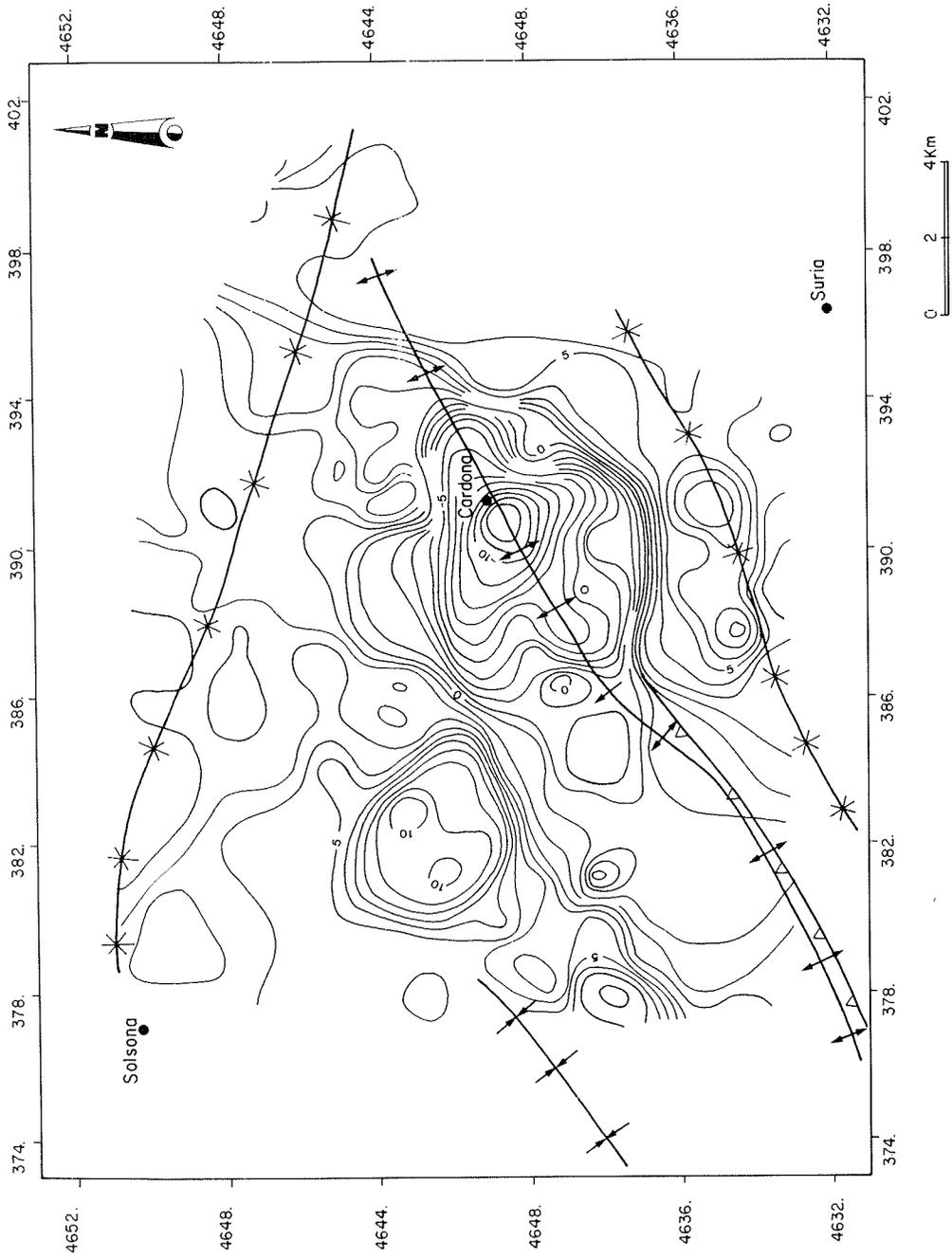


Figura 1: Mapa de anomalías residuales.

situadas fuera de esta malla, en un número aproximado de 100, se les ha aplicado la corrección topográfica clásica de Hammer. Todas las estaciones tienen la corrección topográfica próxima en campo, mediante un nuevo procedimiento de corrección por prismas en planos de diferente pendiente, y también una corrección topográfica lejana (hasta 167 km) mediante una malla digital de 1 km de lado.

Para la obtención de una densidad de reducción adecuada, se ha procedido a la toma de muestras de roca inalterada de las formaciones geológicas más representativas obteniendo un total de 63 muestras, de las cuales se ha calculado su densidad mediante inmersión hidrostática utilizando el conocido principio de Arquímedes. Las muestras solubles o disgregables se han parafinado.

Realizadas todas las correcciones anteriormente comentadas se ha obtenido el mapa de anomalías de Bouguer (fig. 1) en el cual se observa una marcada anomalía negativa centrada en el diapiro salino. En el mapa se aprecia además un gradiente regional que es debido a estructuras geológicas profundas y sobretodo al aumento del grosor de la corteza hacia el NW, por tanto, se ha creído oportuno separar de la anomalía de Bouguer sus dos componentes: el regional de origen profundo y el local debido a las estructuras más superficiales.

Mediante un ajuste polinómico sobre el mapa de anomalía de Bouguer, se ha obtenido el gradiente regional del área y por substracción, el mapa de anomalías residuales (fig. 1). En este mapa se observa como la estructura diapírica queda perfectamente delimitada por un mínimo muy acusado, y como por el centro del mismo, solapando este mapa con el mapa geológico, transcurre el eje del anticlinal de Cardona, también se observa una prolongación de estas anomalías negativas hacia el SW, que podrían significar, una continuidad de la sal a un nivel más profundo. Las anomalías presentan un carácter lineal de dirección SW-NE, correspondiéndose a las estructuras de plegamiento que se pueden observar parcialmente en superficie, por contra, las estructuras geológicas de dirección WNW-ESE no quedan bien reflejadas en el mapa de anomalías residuales, y ello es debido a que las anomalías que éste presenta, se encuentran fuertemente condicionadas por los materiales salinos, que como ya se ha comentado anteriormente, presentan una estructura SW-NE.

Todos los procesos de cálculo y tratamiento de los datos se ha realizado mediante un programa para microordenador PC diseñado en el seno del departamento, GRAVIT, que en su última versión ocupa aproximadamente un megabyte de memoria en disco. Este programa realiza todos los procesos implicados en una campaña gravimétrica; desde la toma y tratamiento de los datos de campo, procesos de interpolación y ajuste hasta la modelización gráfica interactiva en 3 dimensiones del cuerpo geológico que se investiga. Debido a la potencialidad del campo gravitatorio que implica, que puedan existir infinitos modelos teóricos que justifiquen unas anomalías experimentales, se hace necesario incluir el máximo número de parámetros geológicos conocidos en el modelo, el programa GRAVIT permite realizar una discretización de la información geológica, en forma de curvas o gradientes de variación de la densidad en profundidad, sondeos,

tetificaciones geofísicas, columnas geológicas, etc... así como de información procedente de otras técnicas geofísicas como la sísmica de reflexión.

El estado actual de las investigaciones comprende fundamentalmente la modelización en 3D del diapiro. Las técnicas utilizadas abarcan tanto la modelización analítica mediante cuerpos geométricos (discos circulares y elípticos, polígonos complejos, troncos cónicos, etc...) como métodos sintéticos de inversión iterativa controlada y automática.

En un futuro próximo esperamos poder aplicar las técnicas desarrolladas para el diapiro de Cardona, a otros diairos salinos no aflorantes, así como a todo tipo de estructuras en forma de domo, que presenten un contraste suficiente de densidad (batolitos graníticos, chimeneas basálticas, etc...).

### **Bibliografía**

CASAS, A., TORNE, M. y BANDA, E. (1987): *Mapa gravimètric de Catalunya, esc. 1:500.000*. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona: 135 p.

# Las formaciones evaporíticas de Barbastro y Puente La Reina (Eoceno Superior-Oligoceno basal de la Cuenca Surpirenaica)

Alberto Sáez\* y Josep M. Salvany\*\*

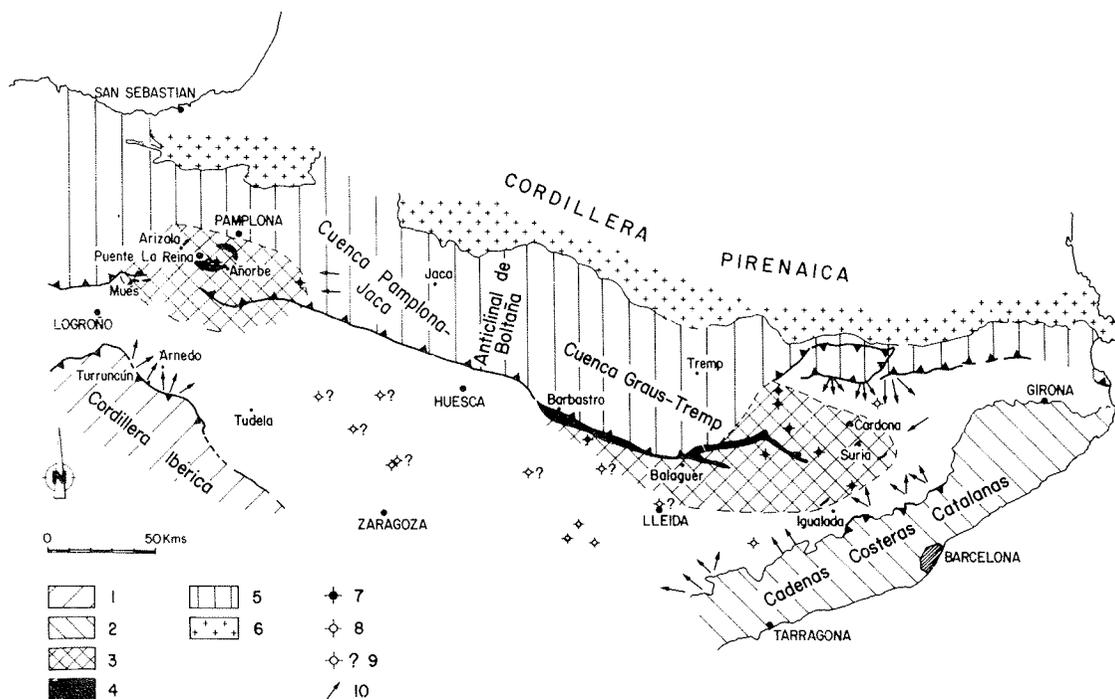
\* Dpto. Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Universidad de Barcelona.

\*\* Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona.

Finalizado el ciclo terciario marino del Eoceno superior, la sedimentación continental en la cuenca de antepaís surpirenaica se inicia con dos importantes unidades evaporíticas: la Fm. Yesos de Barbastro, en el sector catalano-aragonés y la Fm. Yesos de Puente La Reina en el sector navarro. La primera de estas unidades es de edad Priaboniense superior, aunque posiblemente tengan sus niveles más altos y occidentales una edad Oligoceno inferior (SAEZ, 1987). En Navarra, los yesos de Puente La Reina se encuentran mal datados y sólo se sabe que las margas que limitan por debajo a la unidad de yesos, así como sus niveles inferiores, son de edad Eoceno superior (ROSELL, 1983; CHOI, 1984), de manera que ambas unidades evaporíticas (Barbastro y Puente La Reina) bien pudieran ser equivalentes estratigráficamente.

A pesar de que no se dispone de datos de subsuelo suficientes como para asegurarlo, la similar posición estratigráfica, el parecido contexto paleogeográfico y la semejanza de sus litofacies hacen suponer que ambas formaciones evaporíticas pueden tener continuidad física, tanto por debajo de las unidades alóctonas pirenaicas como por debajo de las unidades autóctonas de edad posterior. En este caso, los depósitos de ambas formaciones yesíferas formarían parte de un único y extenso sistema lacustre evaporítico, situado en las partes más distales de los complejos aluviales procedentes de cada uno de los tres márgenes que configuraban la cuenca durante el tránsito Eoceno-Oligoceno (Pirineo, Catalánides y Cordillera Ibérica).

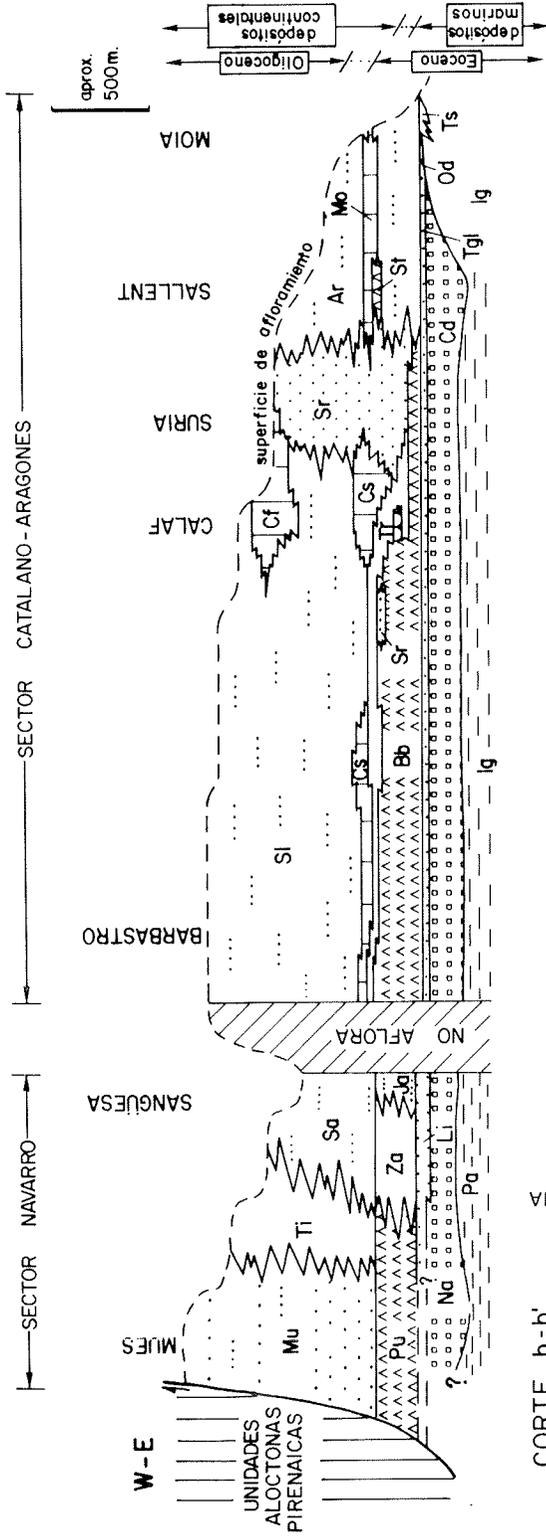
La Formación Barbastro aflora principalmente en el núcleo de los anticlinales de Barbastro-Balaguer y Ponts-Calaf, mostrando una deformación diapírica de edad cuaternaria que dificulta en muchos casos su caracterización estratigráfica y sedimentológica (fig. 1). Sus materiales son principalmente yesos (anhidrita en profundidad) alternando con lutitas en proporciones variables. Los yesos, siempre de tipo secundario, presentan litofacies laminada y nodular. Ocasionalmente se han observado pseudomorfs de yeso selenítico. Todas estas facies indican una deposición en un contexto de lago evaporítico somero y efímero de tipo *playa-lake*.



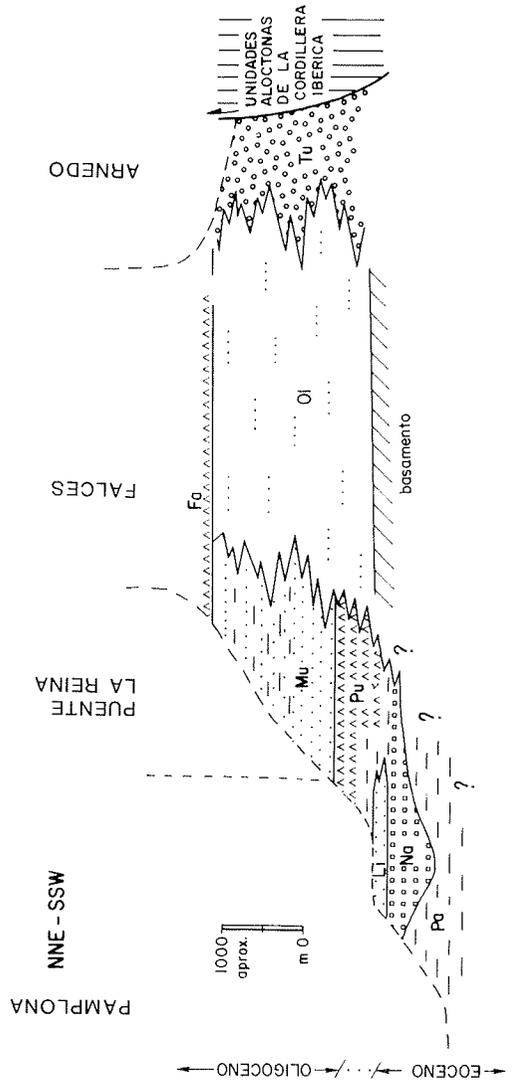
**Figura 1:** Mapa del área N de la Cuenca de Antepaís Surpirenaica mostrando: 1. Superficie de afloramiento de las formaciones de Barbastro y Puente La Reina; 2. Extensión mínima en subsuelo ocupada por los materiales de las Fms. Barbastro y Puente La Reina; 3. Margen suroriental de la cuenca; 4. Margen suroccidental de la cuenca; 5. Unidades mesozoicas y paleógenas alóctonas pirenaicas; 6. Unidades paleozoicas alóctonas pirenaicas; 7. Sondeos que cortan materiales evaporíticos de las formaciones Barbastro o Puente La Reina; 8. Sondeos que probablemente cortan materiales evaporíticos de las Fms. Barbastro o Puente La Reina; 9. Sondeos que no cortan materiales evaporíticos de las Fms. Barbastro o Puente La Reina.

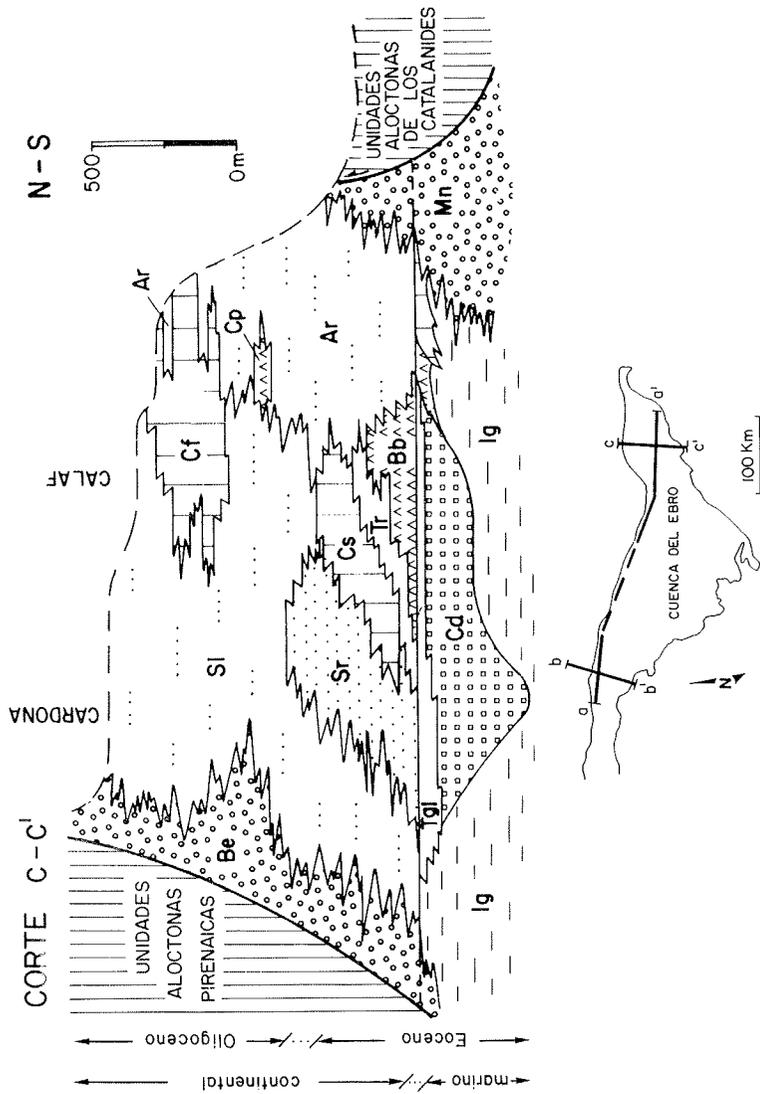
La potencia de la Fm. Barbastro es variable (fig. 2), mostrando un incremento de la misma de E a W, con valores que pueden variar desde 30-60 m en Súrria (Barcelona), hasta lo más de 300 m aflorantes en Sanaüija (Lérida). Dado que la base de la Fm. Barbastro constituye un nivel relativamente plano e isócrono, el aumento de potencia de la unidad hacia occidente se produce como consecuencia del desplazamiento, en esa misma dirección y sentido, de la sedimentación lacustre a través del tiempo. De esta manera, los términos yesíferos más altos de la unidad se encuentran restringidos al extremo occidental del sector catalano-aragonés de la cuenca, y por otro lado, hacia el N y SE, pasan a los depósitos aluviales-fluviales de las formaciones Solsona y Artés respectivamente (fig. 2). Este desplazamiento de la sedimentación lacustre de E a W es equivalente y consecuencia directa del desplazamiento de E a W que sufre con el paso del tiempo la actividad tectónica pirenaica durante el tránsito Eoceno-Oligoceno.

**CORTE a-d'**



**CORTE b-b'**





**Figura 2:** Cortes mostrando las unidades litológicas paleógenas en la parte norte de la Cuenca de Antepirineica. Complejo Aluvisal Frenético: Mu, areniscas de Mués; Ti, margas de tirapuz; Sa, areniscas y lutitas de Sangüesa; Be, conglomerados de Berga; Sl, areniscas y lutitas de Solsona; Ja, lutitas y areniscas de Javier; Za, margas de Zabalza. Complejo Aluvisal Catalán: Mn, conglomerados de Montserrat; Ar, areniscas y lutitas de Artés. Complejo Aluvisal Ibérico: Tu, conglomerados de Turruncún; Ol, «Fm. detrítica basal oligocena». Unidades lacustres del Eoceno Superior: Sr, areniscas de Súrria; Cs, calizas de Castellallat; Mo, calizas de Moia; Tr, limolitas de Torà; Bb, yesos de Barbastró; St, yesos de Sallent; Pu, yesos de Puente La Reina. Unidades lacustres del Oligoceno: Cf, calizas y lignitos de Calaf; Fa, yesos de Falces. Unidades de tránsito marino-continental: Tgl, «Lutitas grises superiores»; Li, areniscas de Liédena. Unidades marinas eocenas: Cd, sales de Cardona; Na, sales de Navarra; Od, yesos de Odena; Ts, calizas de la Tosa; Ig, margas de Igualada; Pa, margas de Pamplona.

En la vertical, los límites de la Fm. Barbastro pueden ser bruscos o gradacionales. En el primer caso, los niveles de yeso están recubiertos por los niveles limolíticos de la Fm. Torá, mientras que en el segundo caso (en Calaf, por ejemplo) los niveles de yeso de la parte superior de la unidad van intercalando, de una manera progresivamente creciente en frecuencia y potencia hacia arriba, niveles detríticos finos de la Fm. Torá hasta que los niveles de yeso desaparecen por completo. Los depósitos de la Fm. Torá, siempre coronando o intercalando los de la Fm. Barbastro, están constituidos por limolitas más o menos carbonatadas, finamente laminadas, que intercalan niveles con laminación algal (estromatolitos), y que muestran moldes de cristales de evaporitas de crecimiento intersticial y estructuras de exposición subaérea (huellas del paso de aves, trazas de raíces...). Estos materiales que pueden alcanzar potencias superiores a los 100 m, corresponden al depósito en la llanura lutítica (*mud-flat*) que rodea el sistema de lagos evaporíticos (*playa-lake*) y también, caso de encontrarse cubriendo los yesos y por debajo de los materiales aluviales-fluviales de las Fms. Súrria y Solsona (fig. 2), representan el inicio de la dilución del sistema lacustre evaporítico.

La Formación Yesos de Puente La Reina aflora en diferentes puntos de la franja septentrional de la Ribera de Navarra. Su afloramiento principal lo constituye el núcleo del anticlinal de Añorbe (fig. 1), donde los yesos se muestran muy deformados por diapirismo. Algunos sondeos realizados sobre el flanco norte del anticlinal han cortado potentes niveles de sal dentro de la unidad. En esta zona, los yesos muestran litofacies laminadas dominantes, formando capas masivas de potencia métrica separadas por niveles arcillosos de escaso desarrollo. Hacia el oeste (zona de Los Arcos) y el norte (zona de Arizala), los yesos muestran casi con exclusividad litofacies nodular con mayor presencia de las arcillas. Hacia el este, los yesos pasan lateralmente a los depósitos lacustres de Zabalza y Javier (PUIGDEFABREGAS, 1975) que constituyen los depósitos más occidentales de la cuenca surpirenaica de Jaca, correspondientes al Oligoceno basal. Hacia el sur, los yesos pasan en pocos kilómetros a las facies aluviales de la «Formación detrítica basal oligocena» sólo conocida en subsuelo (ENRESA, 1987) (fig. 2).

Esta distribución de facies permite interpretar a los yesos de Puente La Reina como el depósito en un lago evaporítico relativamente estable en la zona del anticlinal de Añorbe, con precipitación de facies laminadas de yeso y halita, abierto hacia el norte y el oeste a una extensa llanura de anhidritas nodulares (*sabkha*) y, posiblemente, conectado por el sureste con el sistema lacustre evaporítico de Barbastro (SALVANY, 1989). Este medio lacustre se desarrolló en posición distal a los sistemas aluviales y fluviales de procedencia pirenaica producidos por el levantamiento del Pirinco central y occidental.

Por falta de datos de subsuelo, resulta difícil conocer la relación de los Yesos de Puente La Reina con los sistemas aluviales del margen ibérico. Probablemente, los conglomerados de Turruncún, que afloran en la zona de Arnedo (margen meridional de la Cuenca del Ebro en la Rioja) con una edad similar a la de la Fm. Puente La Reina, sean facies proximales

de un sistema aluvial que drenaría hacia el norte, pasando primero a los materiales de la «Formación detrítica basal oligocena» antes de desembocar en el sistema lacustre de Puente La Reina.

El origen continental de los yesos de Barbastro y Puente La Reina viene corroborado por su composición isotópica (UTRILLA, 1989): los sulfatos proceden del reciclaje de las evaporitas triásicas que durante el tránsito Eoceno-Oligoceno estaban siendo erosionadas en los márgenes de la cuenca y en la zona diapírica cántabro-navarra.

### **Bibliografía**

- CHOI, S. J. (1984): *Les Charophytes du bassin potassique catalan (Nord-est de l'Espagne) a la limite Eocène-Oligocène*. Tesis Univ. du Languedoc, Montpellier, 111 p.
- ENRESA (1987): *Inventario nacional de formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad (fase 1.ª)*. Madrid, informe interno (inédito).
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975): *La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, 104. Pirineos, número extraordinario, 188 p.
- ROSELL, L. (1983): *Estudi petrològic, sedimentològic i geoquímic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior)*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 321 p.
- SÁEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 353 p.
- SALVANY, J.M.<sup>a</sup> (1989): *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 397 p.
- UTRILLA, R. (1989): *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{34}S$ ) dels sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i de les Illes Balears*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 276 p.

# Las formaciones Falces y Lerín (Oligoceno-Mioceno continental de Navarra)

Josep Maria Salvany

Depto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

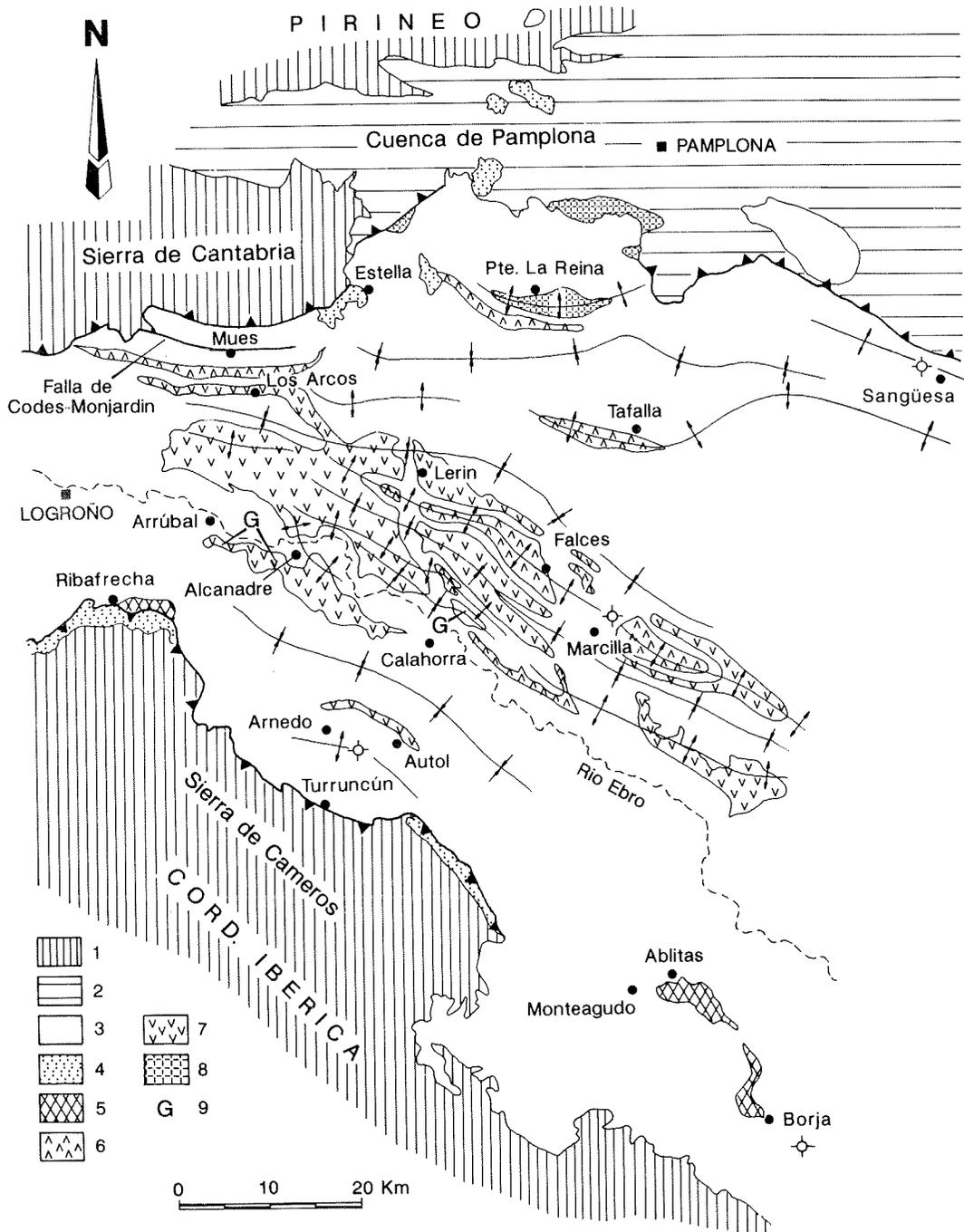
## Introducción

La serie terciaria continental en la Ribera de Navarra y La Rioja se extiende de forma continuada desde el Eoceno terminal hasta el Mioceno superior con un espesor de varios miles de metros. En algunos cortes, como los de Los Arcos (Navarra) o Arnedo (Rioja), respectivamente en los márgenes norte y sur de la cuenca, la serie aflora de forma casi completa, registrando potencias del orden de 4.000 a 5.000 metros. En estos márgenes, los materiales terciarios se hallan verticalizados por efecto del levantamiento de las cordilleras pirenaica e ibérica y muestran además diversas discordancias como resultado de diferentes pulsaciones en este levantamiento. Por el contrario, en la zona central de la cuenca los materiales terciarios constituyen una serie enteramente concordante, afectada por una suave estructura de plegamiento de dirección paralela al eje de la cuenca (fig. 1). El estudio de las diferentes formaciones terciarias continentales (RIBA, 1964; CRUSAFONT *et al.*, 1966; SOLE, 1972; PUIGDEFABREGAS, 1985; CASTIELLA *et al.*, 1978; MUÑOZ, 1985; MUÑOZ *et al.*, 1986-87; SALVANY, 1989; PEREZ, 1989; entre otros) permite distinguir la siguiente distribución de facies (fig. 2):

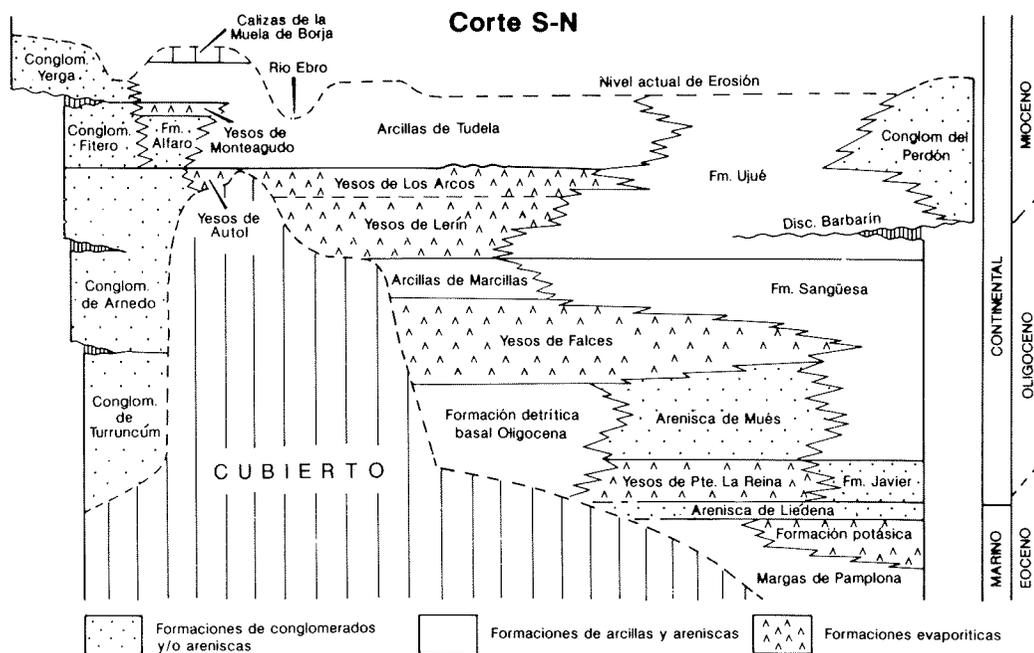
A) En los márgenes norte y sur están bien desarrolladas las unidades de origen aluvial proximal (conglomerados y areniscas): se trata de los conglomerados de Turruncún, Arnedo, Fitero y Yerga, para el margen meridional de la cuenca, y los conglomerados del Perdón en el margen septentrional.

B) Los conglomerados pasan lateralmente hacia centro de cuenca a unidades detríticas finas, compuestas principalmente por arcillas y areniscas. Estos materiales constituyen las facies distales de los sistemas aluviales, y entre ellos se emplazan unidades lacustres. Entre las formaciones arcillosas de mayor extensión cabe señalar las de Múes, Sangüesa, Ujué, Tudela y Alfaro.

C) Las formaciones lacustres son principalmente evaporíticas y en menor importancia carbonatadas. Entre las primeras se distinguen cuatro unidades, que de base a techo son respectivamente: 1) Yesos de Puente La Reina (Oligoceno inferior?), a los que hacen referencia SÁEZ y SALVANY, en este mismo volumen; 2) Los Yesos de Falces (Oligoceno medio?); 3) Yesos de Lerín (Oligoceno superior-Mioceno inferior); y 4) Yesos de Borja, Monteagudo, Grávalos y Ribafrecha (Mioceno inferior), que son también descritos en este volumen por MUÑOZ y SALVANY. Estas evaporitas ocupan sobre la cuenca posiciones progresivamente más meridionales, como consecuencia de la migración del eje de la cuenca en esta misma dirección debida al levantamiento de los Pirineos.



**Figura 1:** Mapa geológico del sector occidental de la cuenca del Ebro, con situación de los afloramientos de las formaciones evaporíticas del Terciario continental (a partir de SALVANY, 1989, simplificado). 1) Mesozoico indiferenciado, 2) Terciario marino, 3) Terciario continental detrítico, 4) Keuper, 5) Yesos del Mioceno inferior (Aragoniense), 6) Yesos de Falces, 7) Yesos de Lerin, 8) Yesos de Puente La Reina, 9) Yacimientos de glauberita.



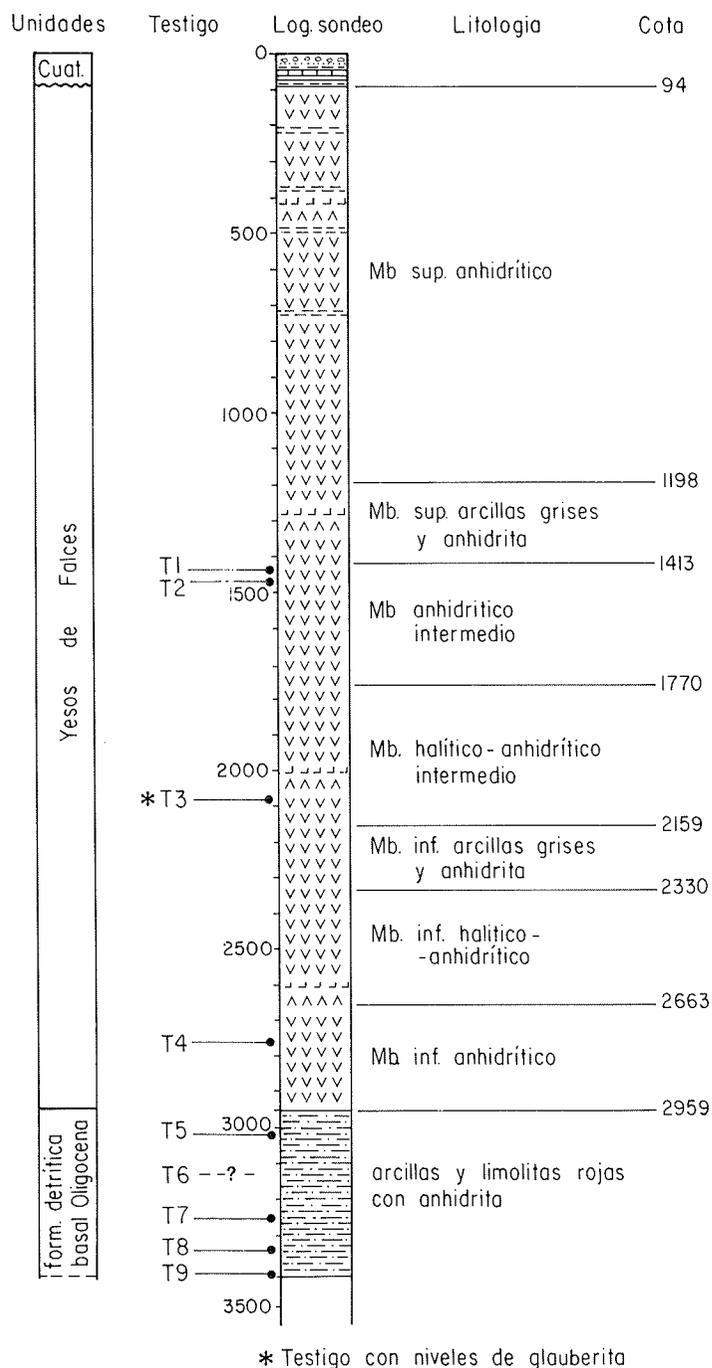
**Figura 2:** Esquema litoestratigráfico de las formaciones terciarias continentales de la cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja Baja.

La serie miocena finaliza con un episodio lacustre carbonatado bien desarrollado en el extremo meridional de Navarra, conocido como las Calizas de la Muela de Borja, de edad Mioceno superior (Vallesiense). Existen también otros depósitos carbonatados de menor desarrollo dentro de las unidades aluviales de Javier, Espronceda, Ujué y Tudela.

### Las formaciones evaporíticas de Falces y Lerín

Las formaciones Falces y Lerín muestran características petrológicas y sedimentológicas muy similares, formando en conjunto una potente serie evaporítica que supera los 1.500 metros de potencia en la zona central de la cuenca. Ambas formaciones se encuentran separadas estratigráficamente por las Arcillas de Marcilla, que constituyen una intercalación detrítica también de notable desarrollo en toda la zona central de la Ribera de Navarra (300-400 metros de potencia). Estas Arcillas representan un episodio de mayor actividad aluvial sobre la cuenca, posiblemente relacionado con un impulso importante en el levantamiento de los Pirineos, que interrumpió la continuidad evaporítica entre las formaciones Falces y Lerín.

Los Yesos de Falces afloran en el núcleo de los principales anticlinales de la Ribera de Navarra, donde se hallan acumulados mostrando una compleja estructura de deformación. Esta acumulación llega a ser en al-

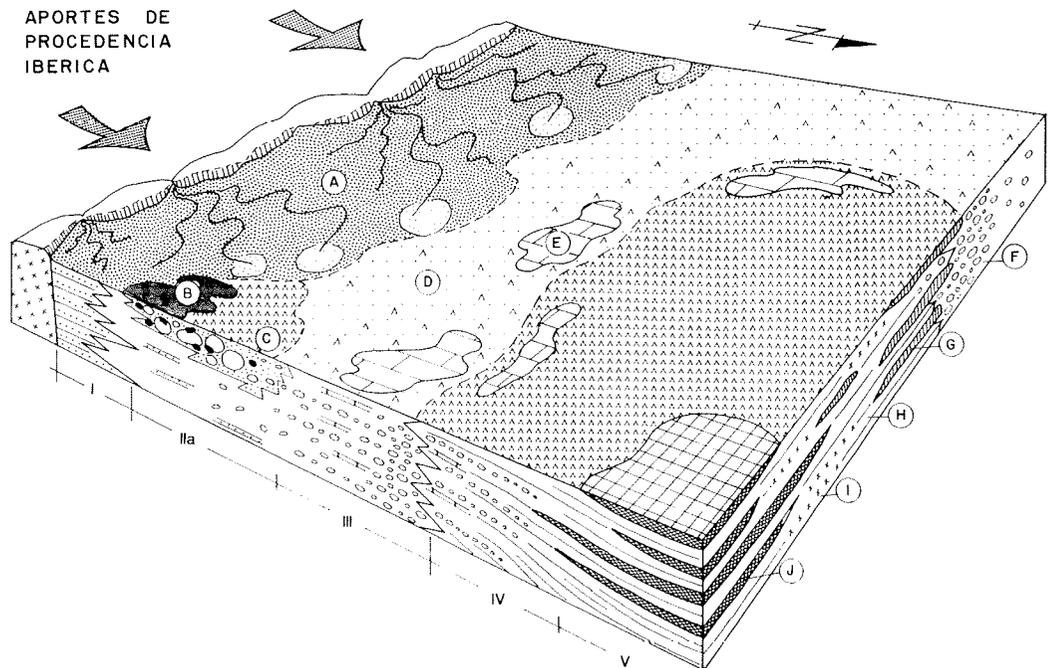


**Figura 3:** Perfil litológico del sondeo de Marcilla (perforado por VALDEBRO en 1953), con situación de sus unidades y testigos de sondeo.

gunos casos considerable, como ocurre en el anticlinal de Falces, donde se han registrado (sondeo de Marcilla-1) cerca de 3.000 metros de anhidrita y sal (fig. 3). Por el contrario, los Yesos de Lerín afloran en los flancos de los pliegues, y muestran una suave estructura monoclinal escasamente deformada, que permite un detallado estudio de sus unidades.

Litológicamente, ambas formaciones están constituidas por sulfato cálcico (yeso secundario o anhidrita) en litofacies nodular, laminada o lenticular, así como por sal (halita) y capas de glauberita con polihalita. Los carbonatos (dolomicrita) tienen poco desarrollo, tratándose normalmente del material encajante en algunos de los niveles de sulfatos. Entre la glauberita el carbonato también puede ser magnesita. Las arcillas son principalmente del tipo illita-clorita, con cantidades variables de caolinita y esmectitas, y forman desde finas capas entre los sulfatos hasta potentes tramos de varias decenas de metros de espesor. Entre ellas se emplazan con frecuencia capas de areniscas y limolitas.

Sedimentológicamente estos materiales provienen del desarrollo de un medio evaporítico del tipo lago salino efímero (*playa-lake*) (figs. 4 y 5), situado en la zona central y más deprimida de la cuenca sedimentaria. Las periódicas expansiones y retracciones del lago salino, con la consecuente dilución y concentración de sus salmueras, hizo posible la precipitación de esta variada gama de evaporitas (SALVANY, 1989).



**Figura 4:** Bloque diagrama mostrando la distribución de facies evaporíticas y detríticas para las formaciones Lerín y Falces: I) zona de abanicos aluviales de margen de cuenca, II) llanura lutítica aluvial, III, IV y V) respectivamente, zonas marginal, intermedia e interna del medio evaporítico. A) conglomerados y areniscas, B y C) Yesos de Autol, con facies micro y meganodulares de yeso, D) lutitas con areniscas, E) carbonatos, F) anhidrita nodular, G) glauberita, H) yeso laminado, I) polihalita, J) halita.

En la Fm. Lerín se distinguen tres tipos de tramos o unidades litológicas (fig. 6A): a) unidades yesíferas (Yesos de Los Arcos, Sesma y Alcanadre), 2) unidades arcillosas (Arcillas de Villafranca y Sartaguda), 3) unidades mixtas constituidas por arcillas y yesos (Arcillas y Yesos de Peralta, Lodosa y Mendavia).

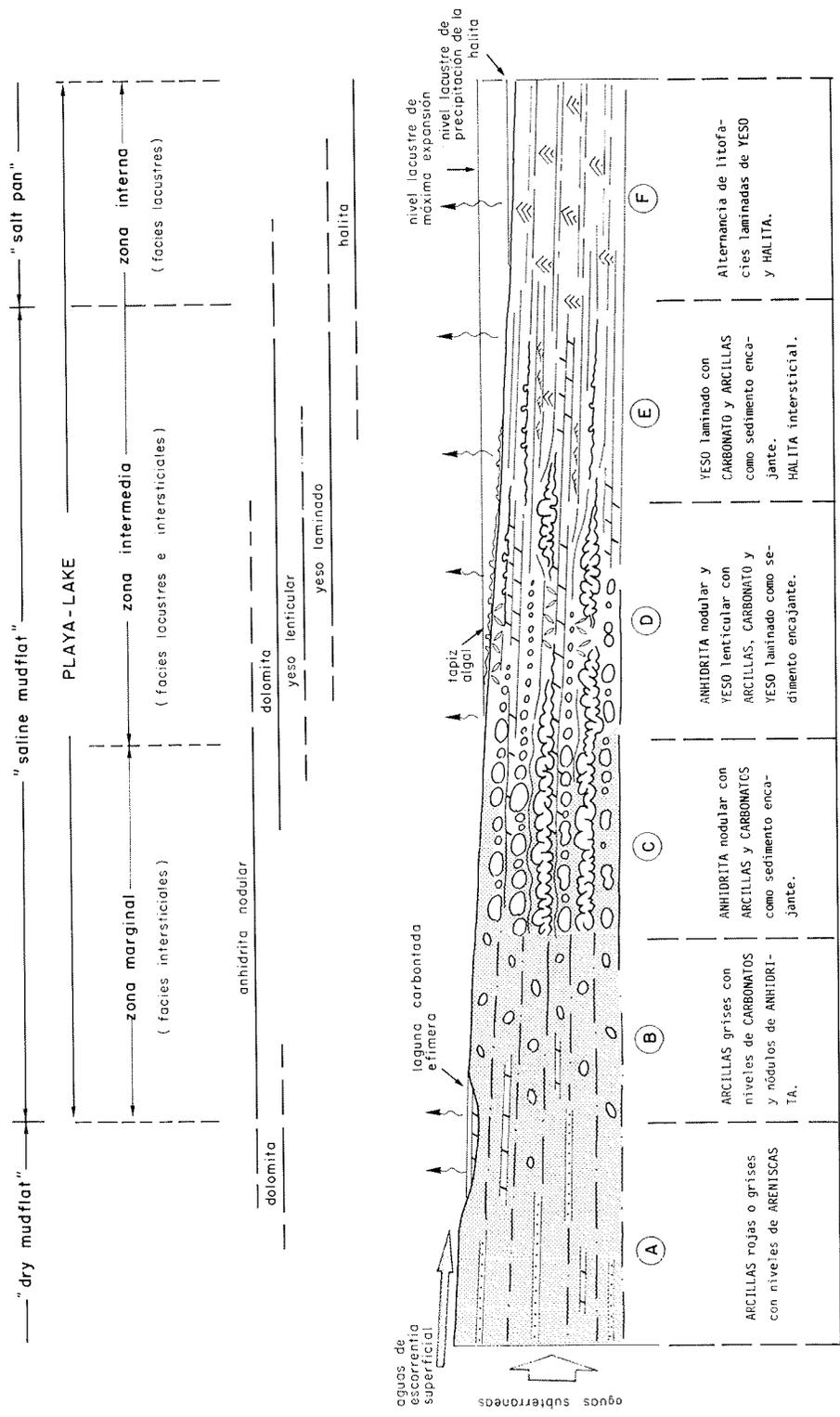
Las unidades yesíferas presentan una base plana, que constituye el momento de mayor expansión de las evaporitas sobre la cuenca. Hacia techo los yesos pierden progresivamente expansión, en beneficio de las arcillas encajantes. Dentro de estas unidades yesíferas se hallan los niveles de glauberita y las principales capas de sal. Entre una unidad yesífera y la siguiente se sitúan las unidades arcillosas (márgenes de la formación) o de arcillas y yesos (zona interna de la formación). Cada tramo constituido por una unidad yesífera basal y una unidad arcillosa o de arcillas y yesos a techo, constituye un ciclo sedimentario de gran escala o «megaciclo» (fig. 6A). El espesor de estos megaciclos es del orden de los 150 a 200 metros, y se distingue al menos cinco megaciclos principales con carácter más o menos complejo según los casos. La distribución de estos megaciclos sobre la cuenca (fig. 6B) permite ver claramente que el depocentro de la misma fue migrando hacia el Noroeste sincrónicamente al desarrollo de la formación.

La estructura de deformación que caracteriza a los Yesos de Falces no permite distinguir de forma clara una estratigrafía en megaciclos como la que se observa en la Fm. Lerín, aunque sus características litológicas parecen indicar una tendencia similar.

En detalle, los megaciclos están constituidos por ciclos de rango menor o «ciclos elementales», del orden de 10 a 40 metros de espesor (fig. 7a). Estos ciclos menores están bien caracterizados en ambas formaciones, y especialmente en las unidades mixtas de arcillas y yesos de la Fm. Lerín (unidades Lodosa, Peralta, Mendavia). Cada ciclo elemental está compuesto por un tramo arcilloso inferior y un tramo evaporítico superior, con tránsito gradual entre sí. Las arcillas engloban capas de arenisca, sobretodo en sus niveles más bajos, así como nódulos de yeso dispersos o formando horizontes, preferentemente en sus niveles altos. En el tramo evaporítico se presentan litofacies nodulares, laminadas y lenticulares de yeso, con carbonato o arcillas como matriz.

Hemos interpretado los ciclos elementales como el resultado del progresivo desarrollo y/o migración lateral del medio evaporítico (*playa-lake*) sobre la llanura lutítica que lo emplaza (fig. 7b). Así, encontramos superpuestas en la vertical las facies que corresponden a diferentes subambientes, desde zonas marginales del medio evaporítico hasta zonas internas del mismo. Según el sentido de migración o expansión del medio evaporítico los ciclos elementales tendrán diferente ordenación de sus facies, dando lugar a la variada gama de ciclos que se reconocen en los cortes. Esta misma razón permite también explicar los cambios laterales que muestran estos ciclos en pocos centenares de metros, tal como puede verse en los afloramientos.

A diferencia de estos ciclos elementales, los megaciclos tienen una gran continuidad sobre la cuenca (niveles fotogeológicos de varias decenas de



"dry mudflat"      "saline mudflat"      "salt pan"

PLAYA-LAKE

zona marginal (facies intersticiales)

zona intermedia (facies lacustres e intersticiales)

zona interna (facies lacustres)

anhidrita nodular

yeso lenticular

yeso laminado

halita

laguna carbonatada efimera

tapiz algal

aguas de escorrentia superficial

aguas subterranos

nivel lacustre de maxima expansion

nivel lacustre de precipitacion de la halita

(A)	ARCILLAS rojas o grises con niveles de ARENISCAS
(B)	ARCILLAS grises con niveles de CARBONATOS y nódulos de ANHIDRITA.
(C)	ANHIDRITA nodular con ARCILLAS y CARBONATOS como sedimento encajante.
(D)	ANHIDRITA nodular y YESO lenticular con ARCILLAS, CARBONATO y YESO laminado como sedimento encajante.
(E)	YESO laminado con CARBONATO y ARCILLAS como sedimento encajante. HALITA intersticial.
(F)	Alternancia de litofacies laminadas de YESO y HALITA.

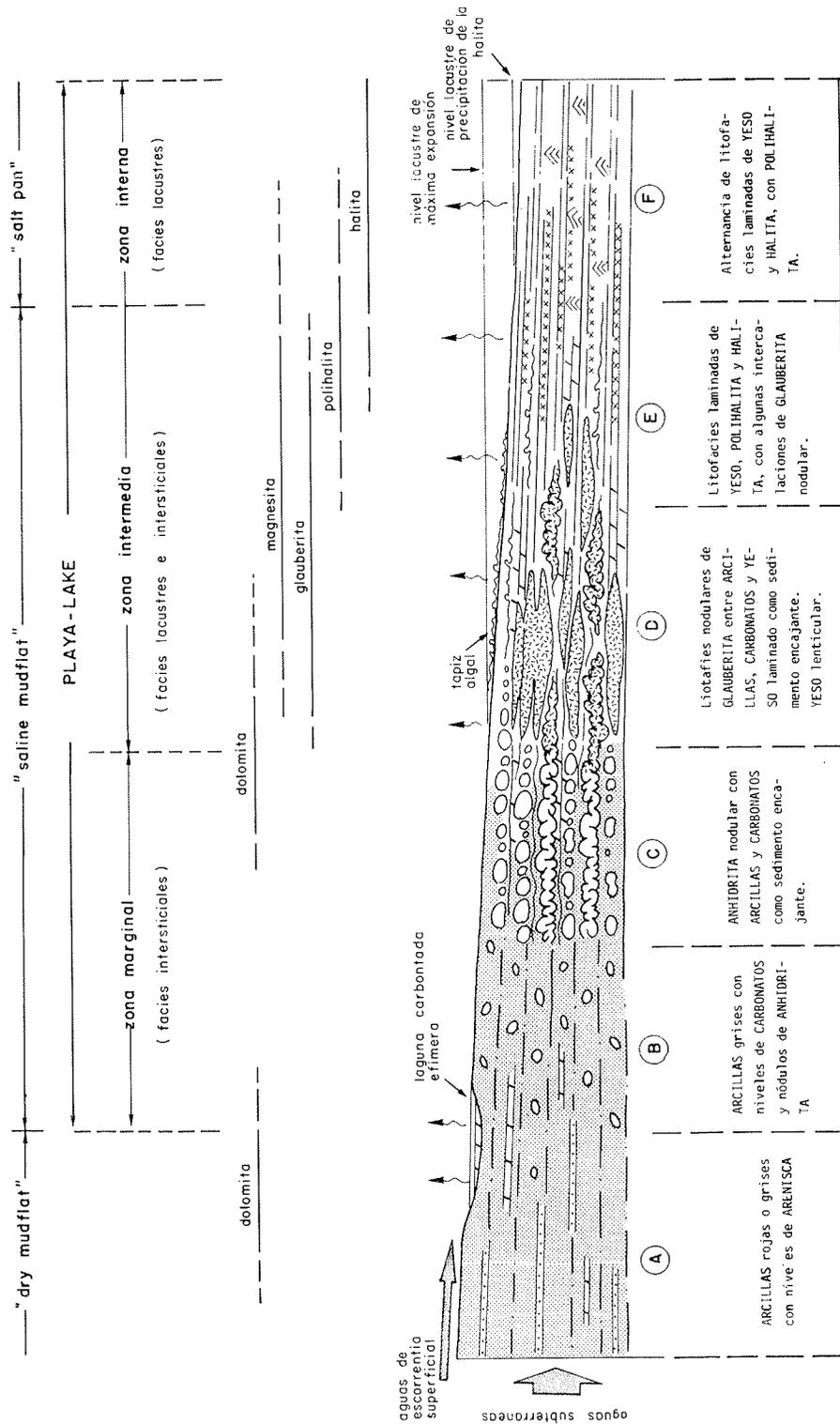
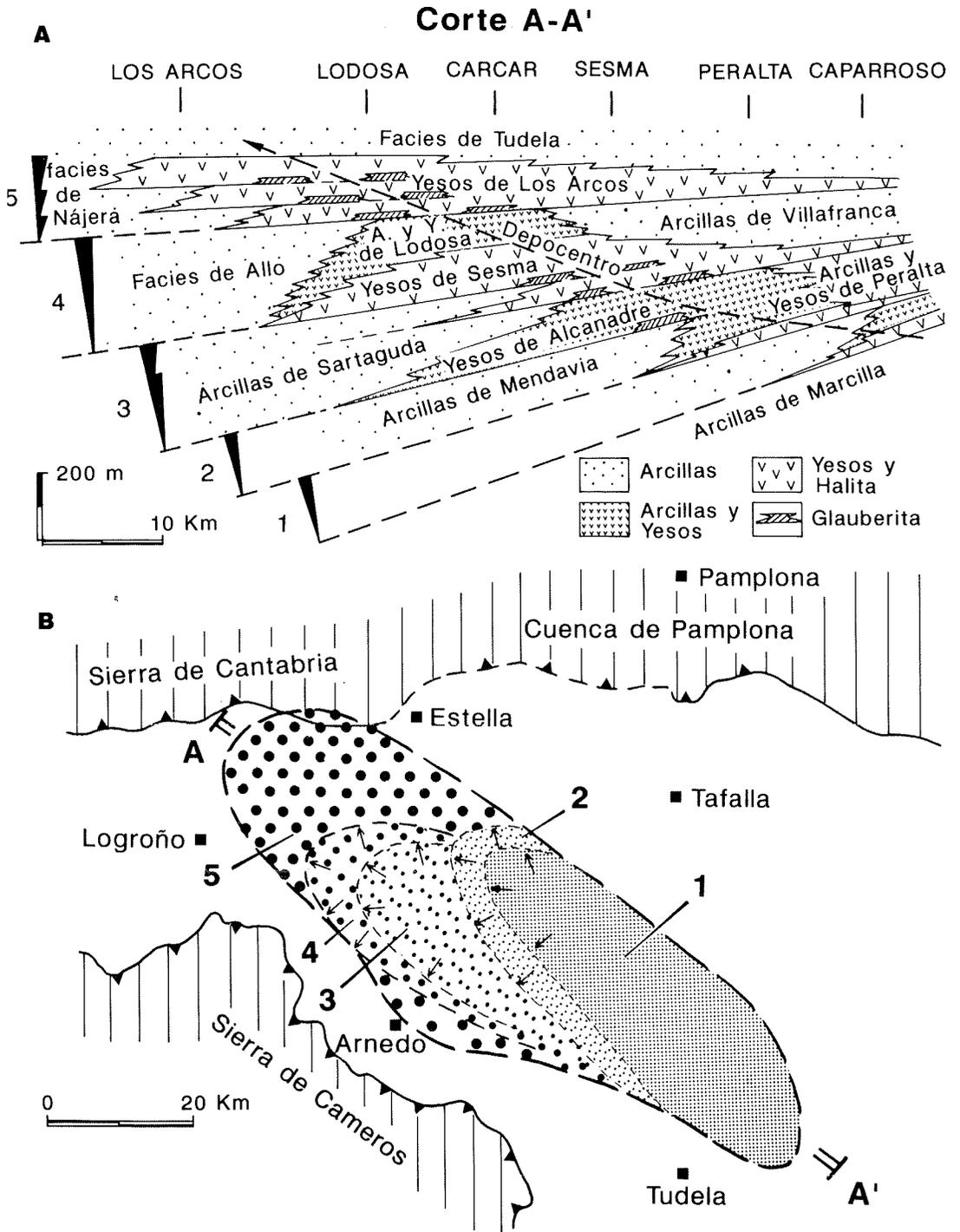
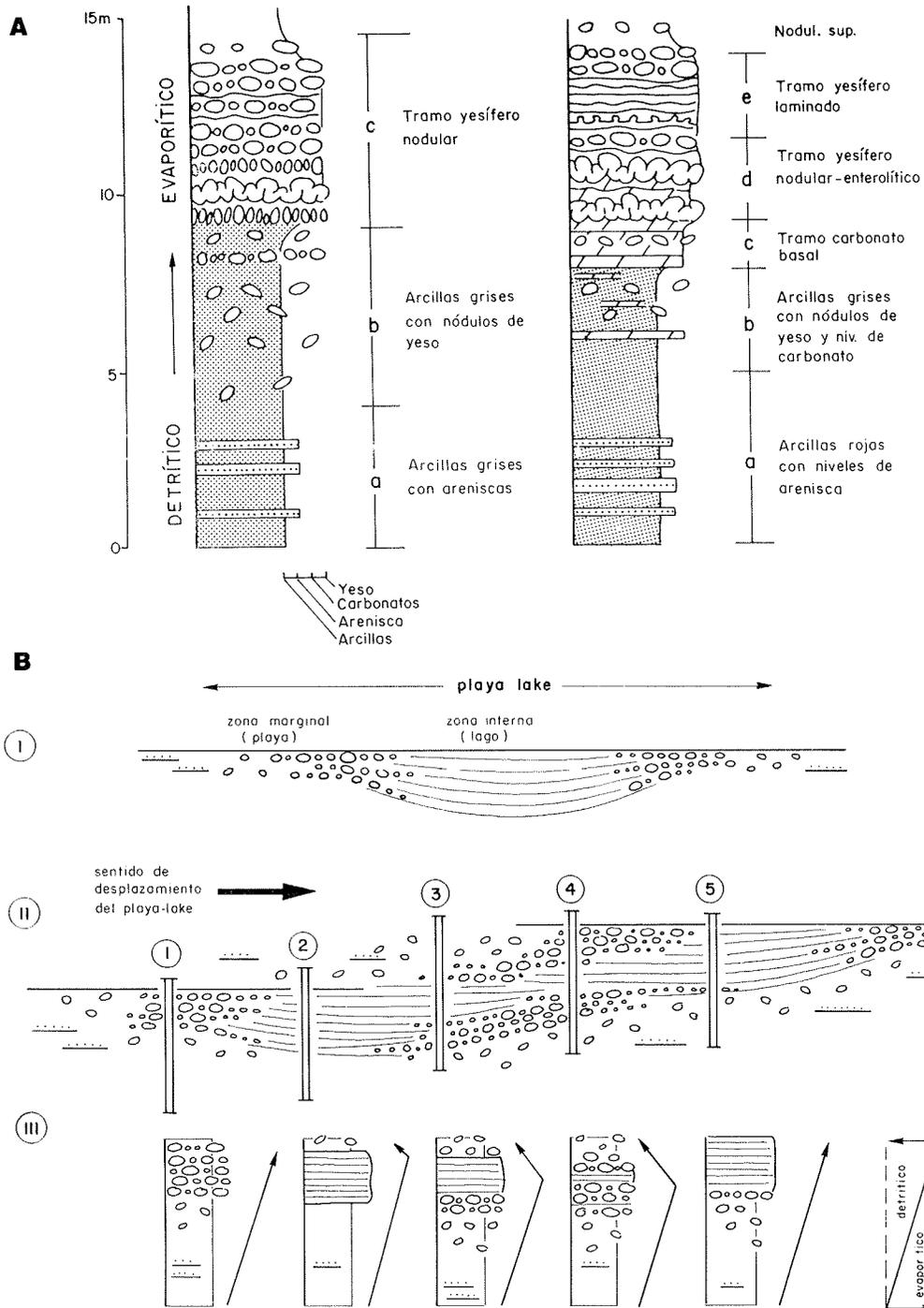


Figura 5: Esquema sedimentológico interpretativo para los materiales evaporíticos de las formaciones Faeces y Lerín: A) modelo con precipitación de carbonatos, yeso, anhidrita y halita. B) modelo con precipitación de los minerales antes citados más glauberita y polihalita.



**Figura 6:** Esquema litoestratigráfico, en corte (A) y planta (B), de los Yesos de Lerín. Se señalan los cinco megaciclos evaporíticos distinguidos y su mínima extensión paleogeográfica sobre la cuenca, a partir de los datos de superficie existentes.



**Figura 7:** Ciclos evaporíticos elementales en las formaciones Falces y Lerín: A) ejemplos ideales de ciclo elemental con distribución de sus litologías y facies. B) Interpretación de los ciclos elementales a partir del desarrollo y migración del medio evaporítico.

quilómetros cada uno de ellos) y los interpretamos como de origen tectónico. En los momentos de menor subsidencia los sistemas periféricos aluviales se restringen a los márgenes de la cuenca y las evaporitas llegan a tener su máximo desarrollo en la parte central de la misma, con escasa influencia detrítica y buen desarrollo de sus diferentes facies. Con un aumento creciente de la subsidencia, los sistemas aluviales tienden a expandirse hacia centro de cuenca en perjuicio de la sedimentación evaporítica, que sufre frecuentes diluciones y recibe también frecuentes aportes detríticos. Las diluciones dificultan el desarrollo y preservación de las sales más solubles (halita, glauberita, polihalita), que raramente se observan en las unidades de la Fm. Lerín con mayor influencia detrítica (partes superior y marginal de los megaciclos).

Finalmente, un aspecto que también se pone de manifiesto en la Fm. Lerín es la tendencia estratocreciente de sus unidades evaporíticas hacia techo de la misma, culminando esta tendencia con los Yesos de Los Arcos, que es la unidad evaporítica más potente y expansiva de la formación. Este hecho indica, que desde las Arcillas de Marcilla hasta el techo de los Yesos de Los Arcos, se dio una tendencia decreciente de la actividad tectónica en la cuenca, en beneficio de los medios evaporíticos que cada vez tuvieron mayor estabilidad.

En resumen, podemos concluir que la Fm. Lerín es el resultado de diversos procesos dinámicos, de tipo sedimentario y tectónico: a) desplazamientos de las facies evaporíticas por migración, expansión o retracción de los medios lacustres; b) variaciones de la tasa de subsidencia de la cuenca; y c) migración del depocentro de la cuenca hacia el Noroeste.

## Bibliografía

- CASTIELLA, J., SOLÉ, J. y DEL VALLE, J. (1978): *Mapa Geológico de Navarra, esc. 1:200.000*. Diputación Foral de Navarra.
- CRUSAFONT, M., TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966): Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y La Rioja. *Not. y Com. del IGME*, 90:53-76.
- MUÑOZ, A. (1985): *Estratigrafía y sedimentación de la Depresión de Arnedo (prov. de La Rioja)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 150 p.
- MUÑOZ, A., PARDO, G. y VILLENA, J. (1986-87): Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (prov. de La Rioja). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 427-435.
- PÉREZ, A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 p.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Tesis Doctoral. *Inst. Est. Pirenaicos*, 104: 188 p. CSIC.
- RIBA, O. (1964): Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. *Aport. al XX Congr. Geogr. Int. Londres*: 127-138. Madrid.
- SALVANY, J.M. (1989): *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 397 p.
- SOLÉ, J. (1972): *Formación de Mués, litofacies y procesos de sedimentación*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 46 p.

## **Observaciones sobre la Formación Zaragoza y unidades evaporíticas adyacentes (Mioceno continental)**

**Federico Ortí**

Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona

Esta unidad se desarrolla por una extensa zona de forma relativamente cuadrangular (aproximadamente, de 90 km × 40 km), alargada en dirección NO-SE, que ocupa el sector central aragonés hoy dominado por el río Ebro. La potencia máxima aflorante excede los 100 m, aunque los sondeos mineros han cortado varios cientos de metros de estas mismas facies. El conjunto evaporítico se desarrolla al techo de la unidad tectosedimentaria NI, de PEREZ *et al.* (1988), y su edad puede estar comprendida entre la base del Mioceno (?) y el Aragoniense medio.

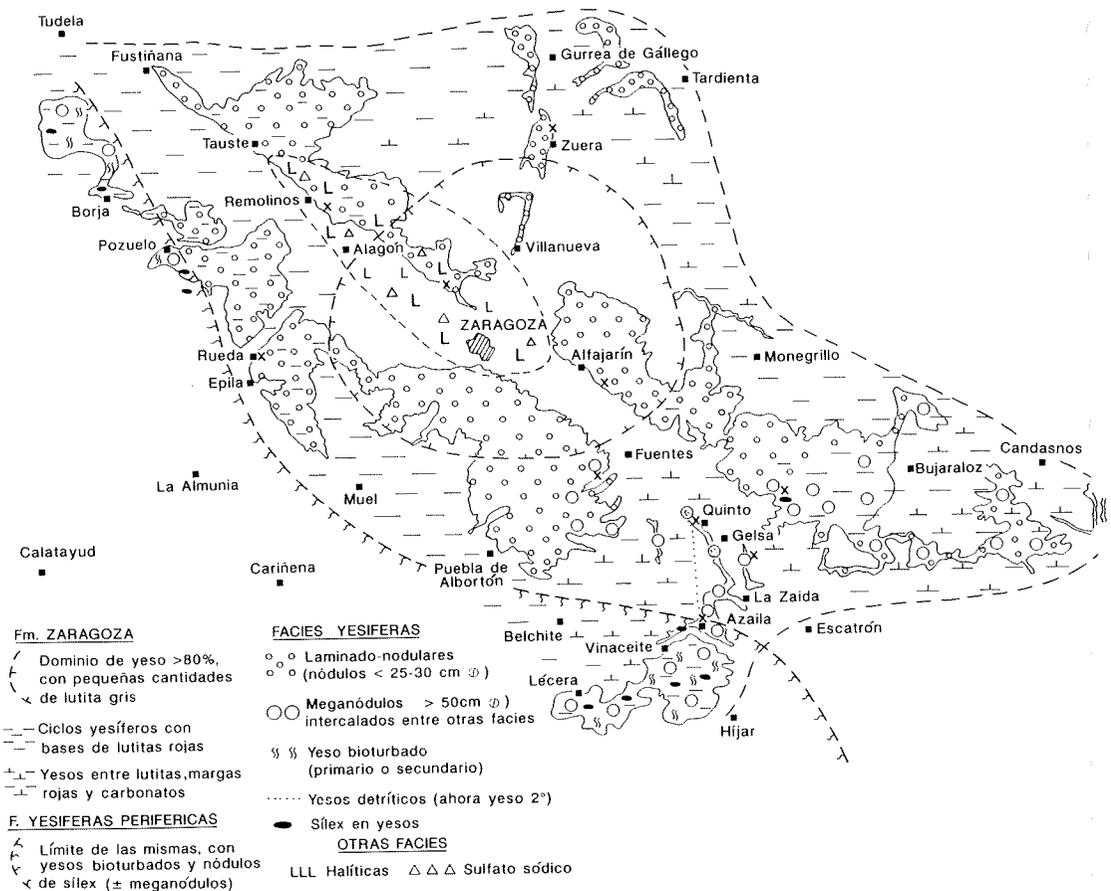
En sentido lateral, la Fm. Zaragoza pasa a otras unidades evaporíticas, claramente diferenciables de ella, como los Yesos de Montegudo y de Borja, al NO, y los Yesos de Vinaceite, al S. También pasa lateralmente a varias formaciones siliciclásticas (Fms. Codos, Sariñena, Alcubierre, etc.) y a unidades carbonatadas menores. QUIRANTES (1969), BIRNBAUM (1976) y MANDADO (1987) han realizado trabajos generales sobre todas estas unidades.

Considerando el conjunto aflorante de la Fm. Zaragoza, podemos distinguir algunas zonas en la misma:

- a) núcleo central de sulfato cálcico
- b) zona intermedia de ciclos de sulfato cálcico y lutitas rojas
- c) zonas periféricas, en tránsito a sabkhas bien definidas

La fig. 1 muestra un esbozo de estas zonas. El núcleo central se caracteriza por la absoluta dominancia del yeso, con cantidades muy subordinadas de arcillas, en general grises. La zona intermedia muestra alternancias de capas de lutitas rojas (y grises) con capas de yesos, estos últimos en todo similares a los del núcleo central, y dando lugar a ciclos de potencias individuales máximas entre 10 y 30 m. En ambos casos se trata de litofacies laminado-nodulares, con tamaños de nódulos, en general, inferiores a los 50 cm.

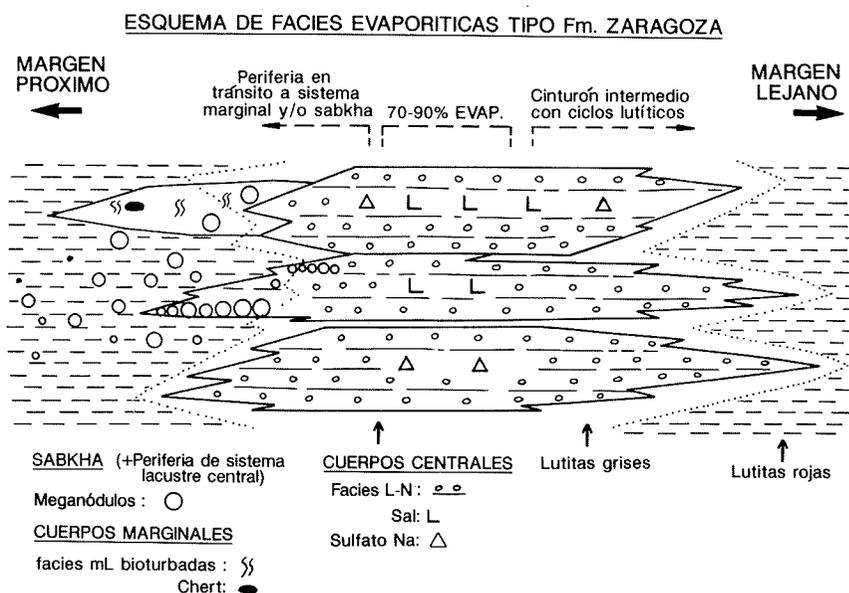
Por todo el borde SE de la formación se observa un aumento considerable en el tamaño de los nódulos, superando ampliamente los 50 cm (hasta 5 m), e incluso dando lugar a capas meganodulares de gran interés para las explotaciones. El desarrollo preferente de los meganódulos, ya sea aislados o en capas, y el hecho de estar directamente encajados en las lutitas rojas, permite distinguir la zona de Fuentes-Quinto-Azaila como una amplia sabkha. Esta sabkha da progresivamente paso a los Yesos de Vinaceite, que muestran ya características propias de sistemas lacustres



**Figura 1:** Mapa de la Fm. Zaragoza en el que se han señalado las áreas de afloramiento de los yesos, las litofacies que los caracterizan y la distribución en zonas según sus diferentes tipos.

marginales (nódulos de sílex, bioturbación, yeso primario preservado, etc.). Los datos de sondeo y minas, así como los afloramientos de sal existentes, indican que los cloruros se distribuyen en una zona alargada según el actual curso del Ebro, entre Tauste y Zaragoza, aproximadamente, a caballo del núcleo central y de la zona intermedia antes referidas. Al norte de Zaragoza esta zona tiene una cierta prolongación hacia Zuera.

En Remolinos y Torres de Berrellén existen explotaciones de sal, de interés tanto económico como histórico. La sal se desarrolla en capas del orden decimétrico que llegan a acumular potencias superiores al centenar de metros, aunque únicamente se explotan las más superiores. Además de halita, los sondeos han cortado intercalaciones de glauberita y thenardita (MANDADO, 1987). La halita de la Mina Real de Remolinos ofrece un bandeado perfecto y sus bajos contenidos en Br indican un origen continental (ORTI y PUEYO, 1977).



**Figura 2:** Esquema representativo y sin escala, de la distribución de facies en las unidades aflorantes que componen la Fm. Zaragoza. Obsérvese el tránsito ocasional entre cuerpos yesíferos de sistema lacustre marginal y las unidades centrales de mayor concentración.

El cuerpo halítico central corresponde a lagos salinos muy someros, con texturas primarias en la sal. Esta quedó afectada por débiles episodios de dilución, en los que los nódulos de anhidrita crecieron sobre ella, o bien se alojaron en los horizontes pelíticos. Todo el sulfato que compone en la actualidad la Fm. Zaragoza consiste en yeso secundario en afloramiento, y en anhidrita en profundidad (y en mina). La fig. 2 muestra un esquema con las diferentes paragénesis primarias y diagenéticas de los diferentes cuerpos evaporíticos que integran la parte aflorante de la Fm. Zaragoza y unidades periféricas.

### Bibliografía

- BIRNBAUM, S.J. (1976): *Non marine evaporite and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Cambridge, 148 p.
- MANDADO, J. (1987): *Litofacies yesíferas del sector aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y Geoquímica*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 443 p.
- ORTI, F. y PUEYO, J.J. (1977): Asociación halita bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza (sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. *Rev. Ins.Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32: 167-202.
- PÉREZ, A., MUÑOZ, A. y PARDO, G. et al. (1988): Características de los sistemas lacustres en la transversal Tarazona-Tudela (sector navarro-aragonés de la Cuenca del Ebro). *II Congr. Geol. España, S.G.E., Granada, Volumen Simposios* 519-527.
- QUIRANTES, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 200 p.

# **Contribución al conocimiento de las evaporitas miocenas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro**

**Susana Torrecusa y Juan Klimowitz**

Geología de Exploración y Síntesis, S.A.L.

## **Introducción**

El objetivo de la presente nota es dar a conocer datos de subsuelo referentes a las evaporitas miocenas a partir de la información procedente de los sondeos de exploración petrolera de la Cuenca del Ebro.

En la revisión de los sondeos del área, la sedimentación de estas evaporitas miocenas sólo ha sido reconocida en tres de ellos: Tauste Este-1, Zuera-1 y Zaragoza-1.

La sísmica existente en el área, por sus características de adquisición, no aporta ninguna información sobre la configuración y geometría de esta serie evaporítica, ya que no es resolutoria a escasa profundidad.

En el contexto estratigráfico regional, esta serie corresponde a un episodio evaporítico continental de edad miocena (Fm Zaragoza). Se dispone sobre una formación arcillosa igualmente miocena, equivalente lateral de la Fm. Sariñena.

## **Características estratigráficas**

El estudio de las diagrafas (fig. 1) de esta serie evaporítico-arcillosa muestra que estratigráficamente se compone de dos unidades: Unidad Inferior (UI) y Unidad Superior (US), cuyas características son las siguientes:

– *Unidad Inferior (UI)*: está constituida por materiales arcillosos y evaporíticos que desarrollan potencias máximas de 270 m. Las profundidades del techo de esta unidad, referidas al nivel del mar, se encuentran aproximadamente entre –150 m en el Este (área de Zuera y Zaragoza) y –204 m en el Oeste (área de Tauste).

En ella se pueden observar hasta tres secuencias de sedimentación evaporítica: inferior, intermedia y superior.

Cada una de estas secuencias se divide a su vez en dos términos, uno inferior, de naturaleza arcillosa con intercalaciones anhidríticas y esporádicamente calizas, y uno superior, fundamentalmente halítico con intercalaciones de arcillas y anhidritas.

En ninguna de las tres secuencias de esta Unidad Inferior llega a desarrollarse un término anhidrítico importante.

– *Unidad Superior (US)*: se compone de una sola secuencia evaporítica bien desarrollada. La potencia global de esta unidad es del orden de los 500 m en el área de Zaragoza y de 600 m en el área de Tauste.

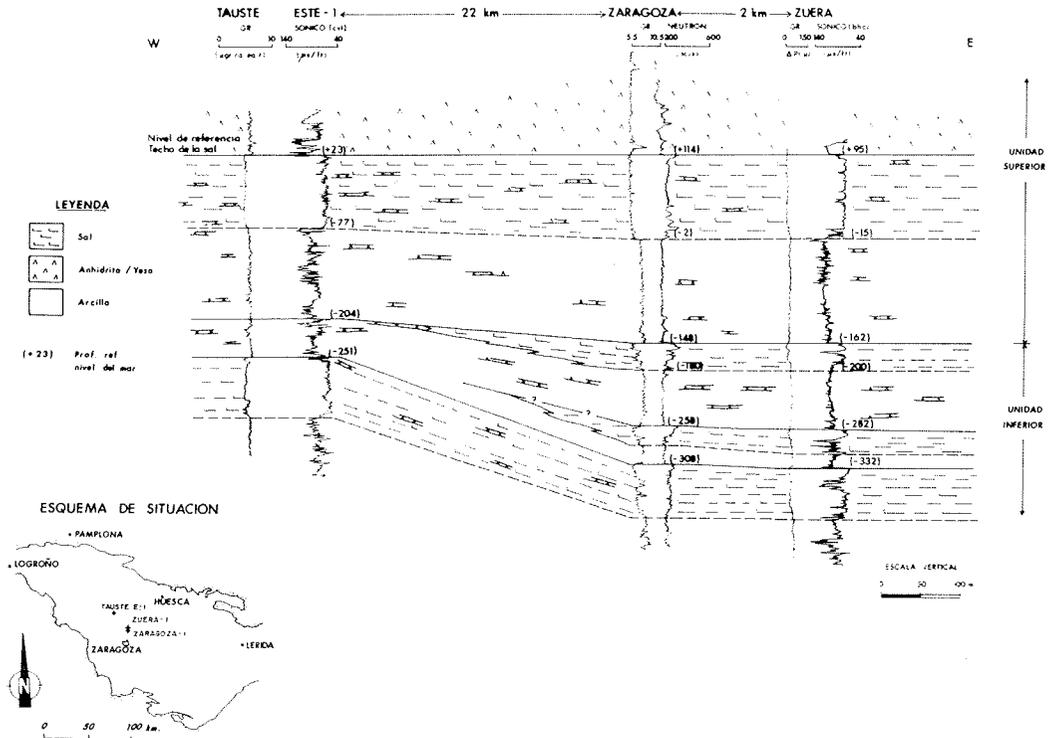


Figura 1: Correlación por diagráfias de la serie evaporítica miocena (Fm. Zaragoza).

En su base existe un término arcilloso-margoso con intercalaciones anhidríticas y calizas. Su potencia (140 m) es bastante uniforme en los tres puntos de control.

Sobre estas arcillas se desarrolla el conjunto evaporítico propiamente dicho, compuesto por un paquete de halita de aproximadamente 120 m de potencia con intercalaciones de arcilla y anhidrita. Las profundidades del techo de este tramo halítico, referidas al nivel de mar, están comprendidas entre los +100 m en el Este y los +20 m en el Oeste. Este término, al igual que el anterior, conserva su potencia en los tres sondeos mencionados.

Por último se encuentra un potente conjunto anhidrítico con el que culmina la serie. Estas anhidritas son poco conocidas a partir de la información del subsuelo, al no existir registro de diagráfias en los tramos más superficiales.

El tramo halítico de la Unidad Superior (US) corresponde, según se desprende de los datos de composición, potencia y profundidad, al segundo cuerpo halítico descrito por MANDADO (1987) y que es el mismo que se explota en las minas de Remolinos.

En un intento de explicar la evolución temporal del medio, atendiendo a lo reflejado en la correlación de la figura 1, se puede interpretar la existencia de al menos tres momentos claves en la deposición de la serie:

– Tras la sedimentación de las arcillas miocenas sobre las que yacen estas evaporitas, el medio comenzó a hacerse cada vez más restringido, quedando amplias zonas encharcadas donde a períodos de alta concentración salina le seguían otros de mayor dilución.

En este momento parece que el área de precipitación de sales es bastante extensa y homogénea como lo demuestra la presencia del tramo halítico/arcilloso de la secuencia inferior de la Unidad Inferior evaporítica (UI) con potencia y características muy similares en los tres sondeos.

– Se inicia un nuevo período que se aprecia, en un principio, por un comienzo de subsidencia de la zona más oriental, provocando la migración del depocentro de la cuenca evaporítica en ese mismo sentido. De este modo las sales que coronan las dos secuencias de sedimentación posteriores (secuencias intermedia y superior de la Unidad Inferior (UI), no llegan a depositarse en el Oeste, acuñándose hacia el sondeo de Tauste Este-1 (ver fig. 1). La secuencia intermedia se encuentra aún más retrinuida que la superior.

Este período de sedimentación finaliza cuando la cuenca deja de subsidir por el Este y se produce su colmatación.

– A partir de este momento da comienzo la sedimentación de la Unidad Superior (US) que abarca mayor extensión. Cada uno de sus términos —arcilloso, halítico y anhidrítico— se encuentran bien desarrollados y con potencias similares en cada uno de los tres sondeos que la controlan.

Aunque el depocentro de la cuenca evaporítica haya ido migrando en el espacio y en el tiempo, se estima que la zona de centro de cuenca se situaría hacia el Este, (próxima a los sondeos Zuera y Zaragoza), en los que las litologías halíticas son más potentes y homogéneas. Hacia el Oeste (área de Tauste) y previsiblemente hacia las zonas periféricas, aumentan las intercalaciones de sulfatos y arcillas hasta llegar a ser estas últimas la litología predominante.

## **Bibliografía**

MANDADO, J. (1987): *Litofacies yesíferas del Sector Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y geoquímica*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 443 p.

## **El sistema lacustre evaporítico del margen ibérico de la Cuenca del Ebro (Mioceno inferior)**

**Arsenio Muñoz\* y Josep Maria Salvany\*\***

\*Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

\*\*Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Universidad de Barcelona

Entre los materiales detríticos del Mioceno inferior (Aragoniense) del borde meridional de la cuenca del Ebro, se emplazan diversas unidades evaporíticas con características comunes entre sí, y a la vez bien diferentes de las que muestran las potentes formaciones evaporíticas de centro de cuenca. Estas unidades son las de Calanda, Vinaceite, Pozuelo y Borja en Aragón, Ablitas-Monteaigudo en Navarra, y Grávalos y Ribafrecha en La Rioja. De entre éstas, son bien conocidas las de Monteaigudo (SALVANY, 1989a y 1989b) y Ribafrecha (SALVANY y MUÑOZ, 1989) a las que haremos principalmente referencia.

Se trata de unidades yesíferas (no hay sal ni otros sulfatos), de escasa extensión areal (del orden de la decena de kilómetros como máximo), con carbonatos y nódulos de sílex acompañantes. El yeso es de tipo primario o secundario, con una variada gama de litofacies.

Los yesos primarios son de tipo microlenticular, formando capas de tamaño métrico y aspecto masivo. Las microlenticulas normalmente sólo son observables al microscopio (gipsilutita con cristales de 50 a 600  $\mu\text{m}$  de tamaño), aunque también llegan a tener tamaño milimétrico (gipsarenitas), pudiéndose identificar en estos casos a simple vista. Las capas presentan un característico color marrón oscuro, aunque también son frecuentes las tonalidades verdosas o rojizas, en función del tipo de impureza que acompaña al yeso. Las trazas de bioturbación y los carbonatos son dos componentes que acompañan corrientemente a este tipo de yeso.

En buena parte este yeso primario ha sido anhidritizado y posteriormente transformado a yeso secundario alabastrino. Esta anhidritización ha ocurrido de dos formas diferentes:

1) Como proceso diagenético temprano. En este caso la litofacies microlenticular original ha sido reemplazada por una litofacies nodular-micronodular que ahora observamos como yeso secundario y en la que ningún registro de la antigua textura primaria se ha preservado.

2) Como proceso diagenético tardío, durante el enterramiento de la formación. En este otro caso sólo se ha dado una transformación mineral sin distorsión de la litofacies original. La textura microlenticular original del yeso puede reconocerse en algunos casos al microscopio como pseudomorfo, especialmente en aquellos puntos donde la roca presenta cantidades destacables de carbonato. Este es el caso, por ejemplo, de algunas capas de yeso en Ribafrecha, que aparentemente muestran de «visu» las

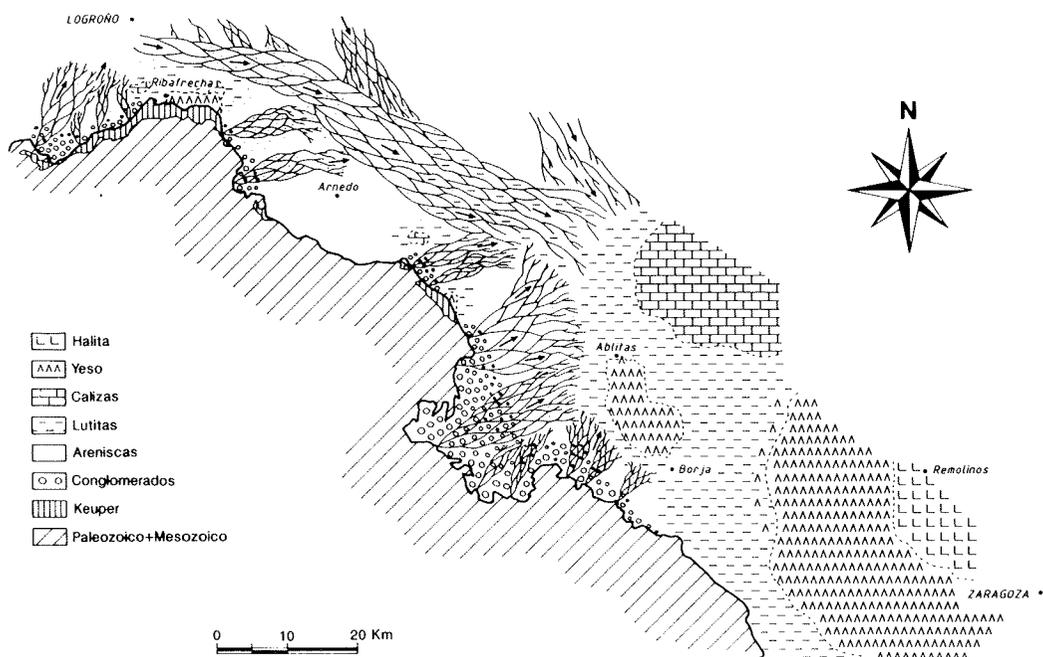
mismas características del yeso primario y, sin embargo, se trata únicamente de yeso alabastrino.

Los nódulos de sílex se emplazan entre los yesos primarios o secundarios, en sus diferentes variedades. Su estudio petrográfico permite reconocer también frecuentes pseudomorfos de microlenticulas de yeso, tanto en el sílex que se halla en el yeso primario como el que se halla en el yeso secundario. Este hecho permite asegurar que el sílex tiene un origen diagenético temprano, ocurrido durante o con anterioridad a la anhidritización del yeso. El sílex llega a la cuenca disuelto en las aguas que descienden de las cordilleras periféricas y precipita en el medio evaporítico probablemente como consecuencia de cambios físico-químicos en el medio lacustre.

El carbonato que acompaña a los yesos está principalmente constituido por fragmentos algales (carófitas), así como restos de ostrácodos y gasterópodos. Originalmente debió formar un sedimento laminado con el yeso, aunque debido a la bioturbación esta laminación se halla muy distorsionada. En Ribafrecha, donde la actividad biológica parece haber sido menor, esta laminación se presenta mejor conservada (litofacies bandea-da-micronodular de SALVANY y MUÑOZ, 1989).

La formación de estas evaporitas puede explicarse como el resultado del desarrollo de un medio evaporítico del tipo lago salino efímero de baja salinidad sometido a periódicas expansiones y retracciones. En los períodos húmedos se produce expansión lacustre y dilución de salmueras, favoreciendo el crecimiento de vegetación y organismos fijadores de carbonato (producción de sedimento carbonatado). En los períodos de sequía el lago salino se restringe y las salmueras se concentran, produciéndose la precipitación del sulfato cálcico. El yeso diagenético puede precipitar como finos cristales (gipsilitita) en el fondo del lago salino, o bien como cristales de tamaño mayor de forma intersticial en el interior del sedimento blando que rodea al lago (gipsarenita, rosetas). En los períodos de sequía prolongada, las salmueras reaccionan en las zonas marginales del lago con el yeso primario para producir su anhidritización, formándose las facies micronodulares de anhidrita. La concentración de este tipo de medios evaporíticos no llegó a ser lo suficientemente alta como para producir la precipitación de halita u otras evaporitas de alta salinidad. Las salmueras residuales drenaron hacia zonas centrales de la cuenca donde precipitaron las sales más solubles (Fm. Zaragoza).

La figura 1 muestra una reconstrucción paleogeográfica del sector navarro-riojano de la cuenca del Ebro durante la deposición de los Yesos de Ribafrecha, Grávalos, Monteagudo y Borja. Como se puede ver, estas evaporitas se desarrollaron al pie de los abanicos aluviales del margen meridional de la cuenca, situándose en zonas de interabanico o bien en su parte frontal. Los abanicos aluviales, con drenaje hacia el N o NE, y las evaporitas pasan lateralmente hacia centro de cuenca a una extensa llanura compuesta por lutitas, areniscas y carbonatos que ocupa la mayor parte del dominio navarro-riojano. En esta zona central las paleocorrientes indican un drenaje general hacia el SE, con distribución de facies pro-



**Figura 1:** Mapa paleogeográfico del sector meridional de la cuenca del Ebro en La Rioja, Navarra y región aragonesa occidental, durante el Mioceno inferior (Aragoniense). Se señala la posición de las formaciones evaporíticas de Ribafrecha, Ablitas-Monteagudo-Borja y Zaragoza, entre las facies detríticas y fluvio-lacustres carbonatadas de las formaciones Alfaro y Tudela respectivamente.

gresivamente más finas en esta misma dirección, que terminan conectando con el sistema evaporítico de la Fm. Zaragoza desarrollado en este momento en el sector aragonés de la cuenca. Así, los Yesos de Ribafrecha y Grávalos, que ocupan una posición más occidental, pasan hacia centro de cuenca a facies fluviales (Fm. Alfaro), mientras que los Yesos de Monteagudo y Borja, más al Este, pasan a facies fluvio-lacustres carbonatadas (Fm. Tudela). En la región aragonesa los Yesos de Pozuelo y Vinacete estarían más o menos directamente conectados con las evaporitas centrales de la Fm. Zaragoza.

En resumen, puede decirse que el cinturón evaporítico marginal que forman los Yesos de Ribafrecha, Grávalos, Monteagudo, Borja, Pozuelo y Vinacete, constituyen un primer dominio evaporítico con precipitación de sales de baja concentración (carbonatos y yesos) y fijación de la sílice. Las salmueras residuales son diluidas por las periódicas avenidas de aguas de las cordilleras y arrastradas por estas mismas corrientes hacia centro de cuenca, donde tendrá lugar una sedimentación evaporítica y de mayor concentración (yesos, halita, glauberita...).

Otro aspecto que caracteriza a las evaporitas de margen de cuenca es la presencia de meganódulos de anhidrita (ahora como yeso secundario) cuyo origen es claramente posterior al yeso primario, a la anhidrita diagénica temprana y al sílex, pudiéndose haber originado en un estadio

diagenético temprano más avanzado como consecuencia del drenaje de salmueras profundas y su reacción con los sulfatos anteriormente formados. Los meganódulos reemplazan en este caso al yeso primario y anhidrita micronodular. En el sector aragonés de Azaila estos meganódulos se hallan dispersos entre lutitas, lo que sugiere también un origen directo sin que previamente hayan tenido que reemplazar a yeso o anhidrita antecesoras.

Los Yesos de Autol presentan características muy similares a las descritas para estas pequeñas formaciones evaporíticas miocenas, aunque en este caso se trata de una unidad más antigua, pues estratigráficamente se relacionan con los Yesos de Los Arcos (Fm. Lerín). Este hecho pone de evidencia que el desarrollo de un sistema evaporítico marginal ha tenido lugar en diferentes ocasiones durante el relleno continental de la cuenca del Ebro.

### **Bibliografía**

- SALVANY, J.M. (1989a): *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja: lioestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 395 p.
- SALVANY, J.M. (1989b): Aspectos petrológicos y sedimentológicos de los yesos de Ablitas y Monteagudo (Navarra): Mioceno de la cuenca del Ebro. *Turiaso* 9(1):121-146. (Rev. del Centro de Estudios Turiasonenses-CSIC. Tarazona)
- SALVANY, J.M. y MUÑOZ, A. (1989): Aspectos petrológicos y sedimentológicos de los Yesos de Ribafrecha (La Rioja). *Libro de Comunicaciones, XII Congreso Español de Sedimentología*, Leioa (Bilbao): 87-90.

## **Los Yesos de Cerezo (Mioceno Superior continental, provincia de Burgos)**

**Pere Anadón**

Inst. Jaume Almera, CSIC, Barcelona

Los denominados Yesos de Cerezo constituyen una unidad evaporítica de hasta unos 250 m. de potencia que se localiza en el extremo NO de la Depresión del Ebro, junto a la zona de enlace de ésta y la cuenca del Duero. Los Yesos de Cerezo, de edad Mioceno superior, están constituidos en superficie principalmente por yesos que intercalan lutitas, margas, areniscas y carbonatos. En profundidad, en algunas zonas se presentan además anhidrita, glauberita y en mucha menor proporción mirabilita.

Durante el Neógeno, en esta zona de enlace entre las depresiones del Ebro y el Duero cabe considerar una serie de sistemas deposicionales cuya historia estuvo estrechamente ligada a la evolución de dos márgenes activos: el septentrional, constituido por diversas unidades cabalgantes y ligado a las sierras surpirenaicas (Sierra de Cantabria, Montes Obarenes) y el meridional, ligado al levantamiento de la Sierra de la Demanda. Los principales sistemas deposicionales (figs. 1 y 2) se mencionan a continuación:

### **Sistema aluvial de la Demanda**

Está constituido por abanicos aluviales que se generaron adosados a la Sierra de la Demanda, en vías de levantamiento durante el Oligoceno superior y Neógeno. Los depósitos de este sistema aluvial complejo, que superan los 1.000 metros de potencia, constituyen varias unidades superpuestas de conglomerados, areniscas y lutitas rojas que han recibido varios nombres por parte de los diversos autores que los han estudiado. Los Yesos de Cerezo corresponden lateralmente a algunas de estas unidades conglomeráticas (RIBA, 1955a, 1955b).

### **Sistema aluvial de La Bureba**

Este sistema de abanicos aluviales se desarrolló durante el Mioceno en la zona NO de La Bureba, con un ápex situado al NO de Poza de La Sal. Sus aportes, procedentes del NO entraban, hacia el SE, en el surco terciario del Ebro-Rioja. Los depósitos de este sistema, de hasta 350 metros de potencia (PORTERO *et al.*, 1979) corresponden a conglomerados, areniscas y lutitas rojas. Las facies más proximales están constituidas por conglomerados masivos, que pasan lateralmente hacia el SE a una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas, con disminución progresiva de los centilos en la misma dirección. Aparte de los depósitos de este sistema ligados a la evolución del borde NO, cabe considerar la presencia, en la

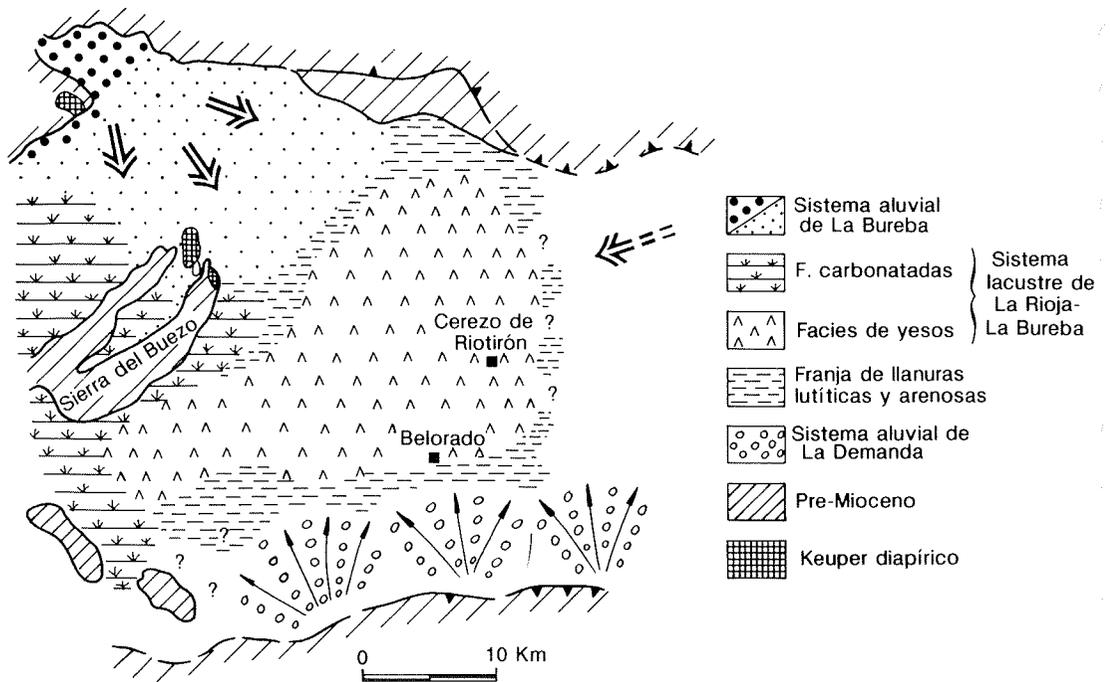


Figura 1: Distribución areal de los sistemas deposicionales miocenos de La Bureba.

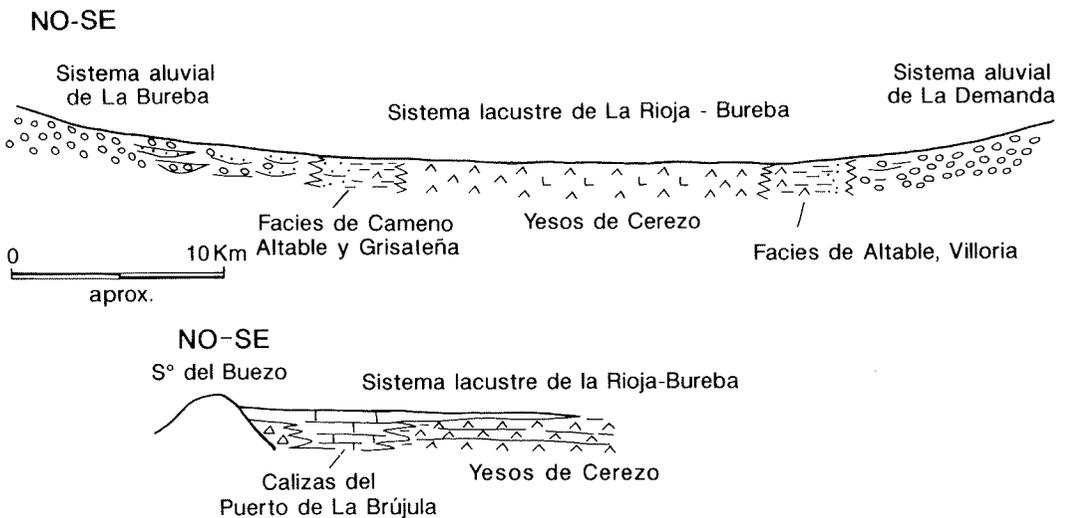


Figura 2: Esquema mostrando las relaciones laterales de facies de los sistemas deposicionales de La Bureba.

zona NE del área considerada, de la denominada facies de Haro (RIBA, 1955a), constituida por lutitas y margas amarillentas con intercalaciones de areniscas, de origen fluvial. Los materiales de estas facies que afloran son anteriores al depósito de los Yesos de Cerezo aunque se desconoce, debido a la erosión posterior, si existieron equivalentes laterales de la misma en facies tipo Haro, como parece probable.

### **Sistemas lacustres de La Bureba - Rioja**

Durante el Mioceno, la sedimentación en la parte central de la zona de enlace entre las cuencas del Ebro y del Duero tuvo lugar en dos sistemas deposicionales principales. Uno de ellos corresponde a un complejo de llanura lutítica-arenosa y lago salino-playa en el que se originaron los Yesos de Cerezo. El otro corresponde a un complejo lacustre con sedimentación lutítica y carbonatada en el que se originaron unidades de margas y calizas, con predominio de una u otra litología («Facies Grisblanca», calizas del Puerto de La Brújula). Existieron conexiones entre ambos sistemas lacustres.

El *sistema lacustre-evaporítico de Cerezo* constaba de un lago-playa central rodeado por una franja compleja de llanuras lutíticas y arenosas, excepto por el oeste, donde conectaba con el sistema lacustre carbonático. Los depósitos del lago-playa central correspondientes a la unidad de los Yesos de Cerezo, de hasta 250 metros de potencia, comprenden yesos, anhidrita, glauberita, lutitas y carbonatos. Los depósitos de las llanuras lutíticas y arenosas franjeantes corresponden a sucesiones compuestas por diversas proporciones de lutitas, arenas en bancos delgados y margas con mayor o menor abundancia de niveles de yeso. Estas sucesiones han recibido diversos nombres en función del área de depósito y de su constitución litológica principal: Arcillas de Villoria, facies de Altable, Cameno y Grisaleña (RIBA, 1955a, PORTERO *et al.*, 1979).

En general los *Yesos de Cerezo* están constituidos por una alternancia de tramos predominantemente yesíferos que presentan escasas intercalaciones de lutitas grises y carbonatos o/y tramos, a veces de escaso desarrollo, predominantemente lutítico-margosos con intercalaciones de yeso. Estos tramos son menos abundantes hacia las zonas centrales de la antigua cuenca evaporítica. Los niveles de carbonatos son más frecuentes y potentes hacia el oeste y techo de la unidad. La potencia de esta unidad sobrepasa los 200 metros.

Algunos tramos de yeso son objeto de explotación, siendo la mayor la cantera que se localiza en las proximidades de Villalómez. En las cercanías de Cerezo de Río Tirón, próximo al borde oriental de la hoja de Belorado, se intercalan hasta seis niveles principales de glauberita, algunos de los cuales son objeto de explotación a cielo abierto (Ríos, 1963; MENDUIÑA *et al.*, 1984).

Las litofacies de yeso corresponden a diversas variedades tanto de yeso primario como secundario. El yeso primario es más abundante en la parte alta de la unidad. Se han observado cuatro tipos principales: 1) yeso laminado, gipsarenita, de grano desde muy fino a grueso. Localmente pre-

senta ondulaciones y laminación cruzada. 2) bandas de orden centimétrico de selenitas en empalizada, que generalmente aparecen interestratificadas entre láminas de la litofacies anterior. 3) yesos seleníticos en masas desde irregulares a estratiformes. A veces alternan bancos de diferente tamaño cristalino. 4) yeso intersticial de hábito lenticular y tamaño diverso.

Estas litofacies de yeso primario alternan con niveles de yeso secundario, alabastrino, ya sea de aspecto masivo, nodular enterolítico o bien laminado-nodular. Localmente se observa la presencia de yeso secundario megacrystalino. En el seno de las litofacies primarias se observan también desarrollos nodulares y a veces enterolíticos locales y pasos laterales de yeso primario a yesos secundarios alabastrinos nodulares.

En los afloramientos de los niveles más bajos de la Unidad el yeso presente es de tipo secundario alabastrino, mientras que los tramos superiores de la zona oriental y los afloramientos de la zona occidental presentan tramos de yeso primario (con intercalaciones de bancos alabastrinos secundarios) y desarrollos nodulares alabastrinos más o menos importantes. En el seno de litofacies de yesos bandeados gipsareníticos, y a veces alabastrinos bandeados y nodulosos, se ha observado la presencia de masas métricas alabastrinas lenticulares con superficie inferior cóncava hacia arriba, cortando el bandeo de los yesos encajantes, y superficie superior plana o ligeramente convexa.

En diversos afloramientos existen sucesiones cíclicas constituidas por la repetición de secuencias de orden métrico formadas de base a techo por: a) yeso alabastrino masivo o nodular, b) yeso bandeado-laminado con ocasionales bandas de seleníticas y c) lutitas, a veces laminadas. Estas sucesiones cíclicas reflejan las expansiones y retracciones del sistema lacustre.

En las cercanías de Cerezo de Río Tirón se intercalan hasta 6 tramos principales de glauberita con espesores medios que oscilan entre 3 y 8 metros (MENDUIÑA *et al.*, 1984). Los tramos glauberíticos alternan con tramos bandeados constituidos por niveles de anhídrita/yeso, lutitas, margas dolomíticas y esporádicamente niveles de glauberita de hasta 40 cm. de espesor. Los tramos de glauberita están formados por niveles individuales de hasta 15 cm., constituidos por glauberita masiva, mesocrystalina, generalmente formada por cristales idiomorfos o subidiomorfos que a veces muestran gradaciones en el tamaño de los cristales en una misma capa. También aparece bandeada con dolomicrita y como cristales idiomorfos desplazantes en el seno de carbonato. La glauberita se explota en la actualidad a cielo abierto y ha sido objeto de estudio por parte de diversos autores (RÍOS, 1963; ORTÍ, 1979; ORDÓÑEZ *et al.*, 1982; MENDUIÑA *et al.*, 1984).

Los depósitos de esta unidad se originaron en un sistema lacustre evaporítico, sometido a frecuentes expansiones y retracciones con respecto a una zona interna (probablemente perenne) y con zonas marginales de extensión fluctuante de tipo sabkha-llanura lutítica. Las secuencias con glauberita de la zona de Cerezo corresponden probablemente a depósitos de las zonas internas, con depósito bajo lámina de agua generalmente más

estable. Un origen similar tendrían algunas secuencias, con yeso secundario laminado (antiguas gipsarenitas) y con gipsarenita y yeso selenítico primario localizadas en otras zonas. Las secuencias dominadas por yesos secundarios nodulares y enterolíticos se habrían originado en zonas marginales de tipo sabkha o en fases de retracción (sabkhatización de evaporitas preexistentes).

### **Bibliografía**

- MENDUIÑA, J., ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1984): Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (provincia de Burgos). *Bol. Geol. Minero*, 95: 33-51.
- ORDÓÑEZ, S., MENDUIÑA, J. Y M.A. GARCÍA DEL CURA (1982): El sulfato sódico natural en España. *Tecniterrae*, 46: 16-32.
- ORTÍ, F. (1979-1982): Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares. *Temas Geológico Mineros*, 6: 485-508.
- PORTERO, J.M., RAMÍREZ DEL POZO, J. Y HERNÁNDEZ, A. (1979): Mapa Geol. España, E. 1:50.000. Memoria y Hoja 168. Briviesca. *IGME*, 36 pp.
- RIBA, O. (1955a): Sur le type de sedimentation du tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre. *Geol. Rundschau*, 43: 363-370.
- RIBA, O. (1955b): Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de las Sierras de La Demanda y Cameros. *Notas y Com. IGME*, 39: 39-50.
- Ríos, J.M. (1963): Materiales salinos del suelo español. *Memorias IGME*, 64: 166 pp.