

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 cuvetas 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 cuvetas 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.

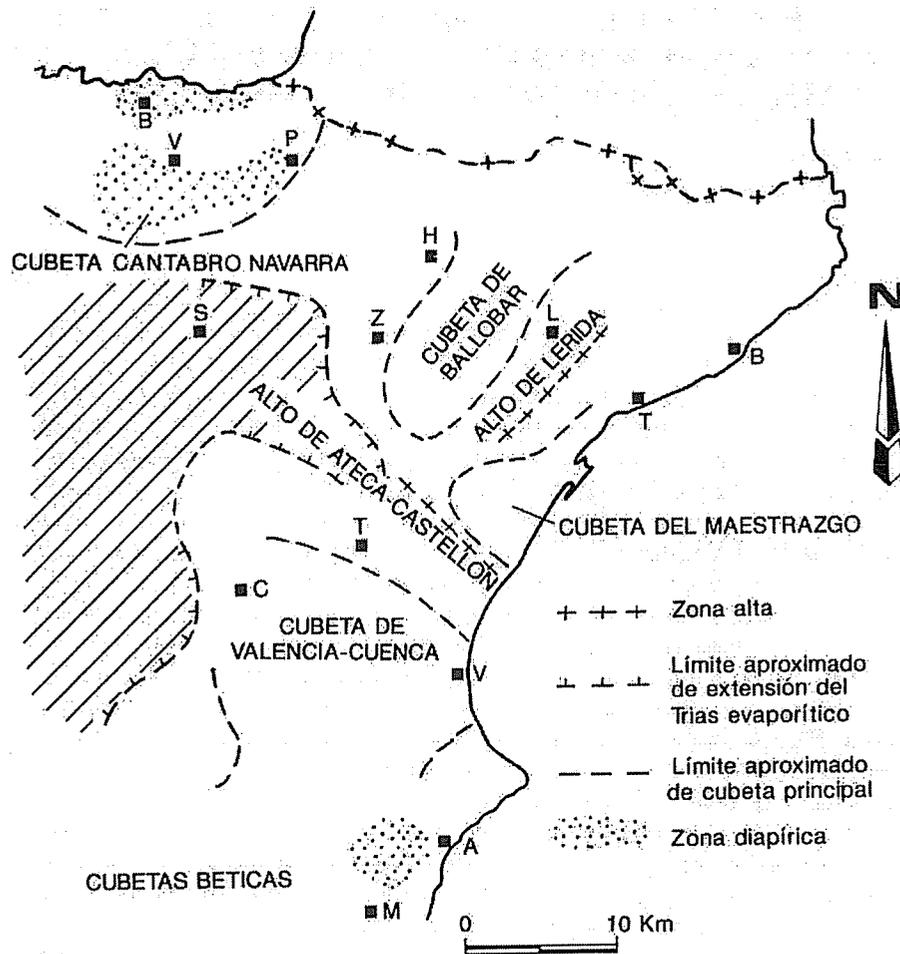


Figura 1: Mapa esquemático del NE peninsular con situación de los principales dominios evaporíticos triásicos (extraído de Orrí, 1977, con algunas modificaciones).

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 ORRÍ, 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

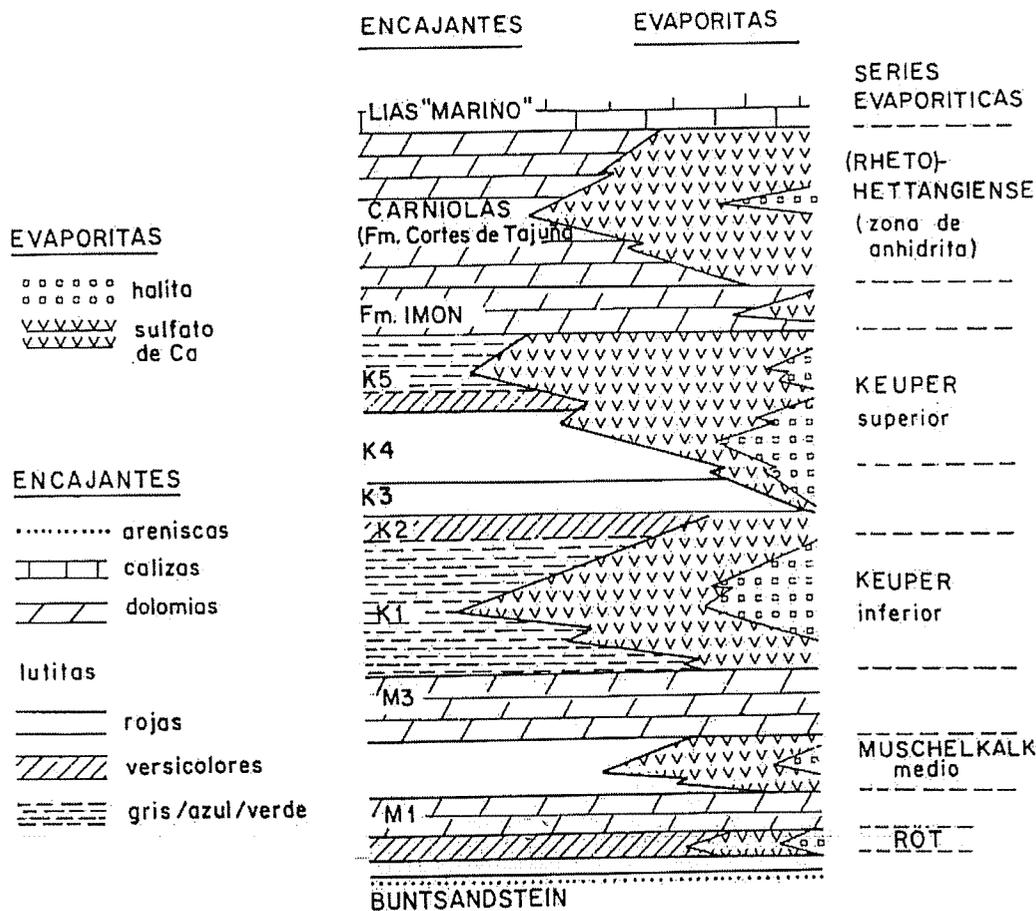


Figura 2: Esquema litostratigráfico del Triásico y Liásico basal del NE peninsular, con situación de las cinco series evaporíticas que lo caracterizan (según Ortí, 1987).

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 Pirinco 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 (dolomieritas 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 Colldejou, 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).

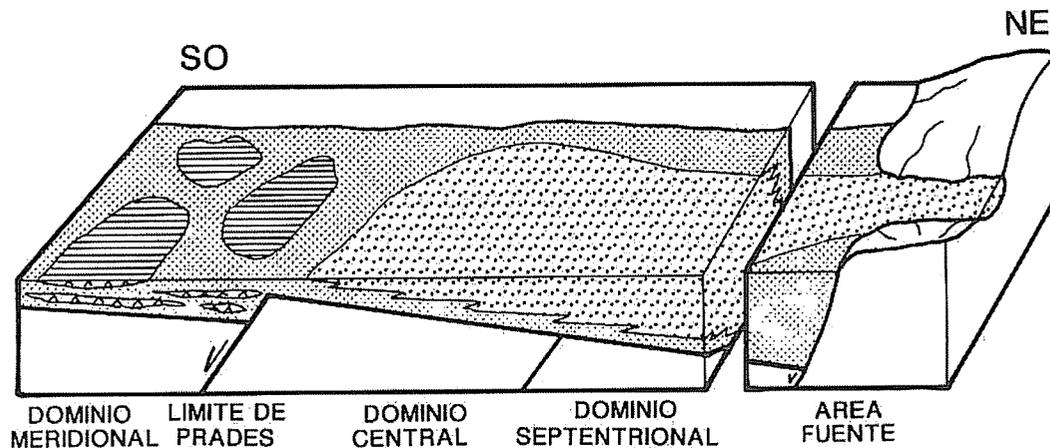


Figura 3: Bloque diagrama mostrando la interpretación paleogeográfica del Muschelkalk medio de los Catalánides (CASTELLORT, 1987).

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 dolomíticas 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 (Prades, 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 dolomías 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 autóctonas 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

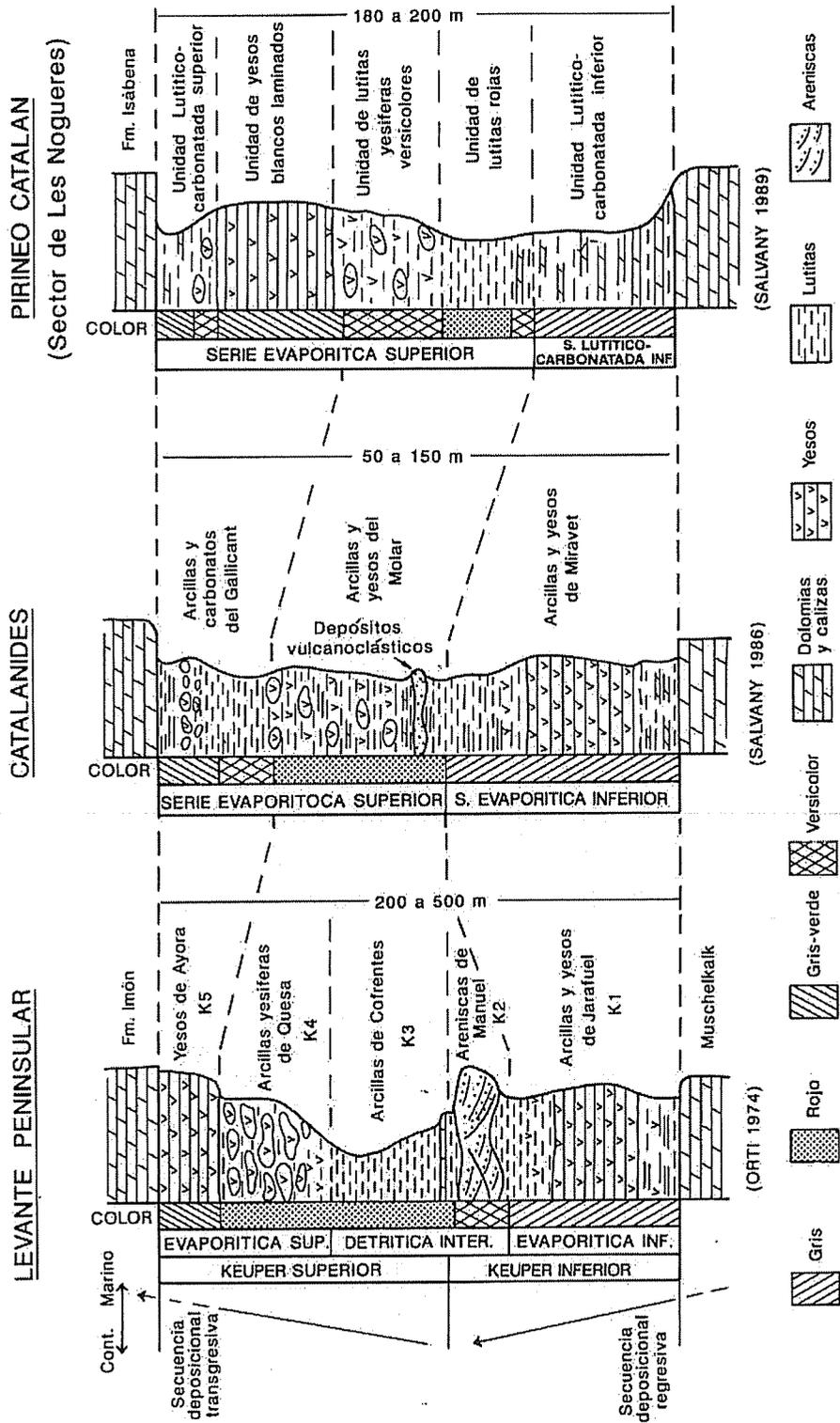


Figura 4: Esquema de correlación de las unidades litostratigráficas del Keuper del Levante peninsular, Catalánides y sector de Les Nogueres del Pirineo catalán, a partir de ORTI (1974) y SALVANY (1986, 1989).

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, ocres...) 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, Santander 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 «champiñón». 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, Olló, 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, Olló, 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*, Mém. 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.
- GÓY, 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 Triás 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 Northern, part XXIII*: 136-142.