

Guía de las Excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología. Barcelona, 1986.

EVAPORITAS ANTIGUAS (NAVARRA) Y ACTUALES (LOS MONEGROS) DE LA CUENCA DEL EBRO

F.Ortí, J.M.Salvany, L.Rosell, J.J.Pueyo y M.Inglés
Dept. Petrología i Geoquímica. Universitat de Barcelona

PARTE I INTRODUCCION A LA EXCURSION

El objeto de esta Excursión es hacer un corte estratigráfico idealizado de las formaciones evaporíticas desarrolladas durante el ciclo alpino en el conjunto Zona Prepirenaica-Cuenca del Ebro, e interpretar los ambientes deposicionales. Obviamente, en el espacio de tres días este objetivo sólo puede ser cumplido muy parcialmente habiendo tenido, además, que seleccionar a tal fin un sector muy concreto. La Excursión está centrada, principalmente, sobre el Terciario de Navarra, por ser éste el sector en el que, a nuestro entender, con mayor continuidad pueden seguirse las sucesivas formaciones evaporíticas entre el episodio potásico del final del Eoceno y las unidades más modernas del Mioceno que afloran en la Ribera de Navarra.

Los trabajos del equipo que avalan esta Excursión son: 1) las investigaciones de L.Rosell (Tesis doctoral, 1983) en la formación marina, accesible hasta recientemente, en las minas de Potasa de Navarra, S.A. (Eoceno superior); 2) los trabajos preparatorios encaminados a la presentación de una Tesis doctoral, de J.M^a Salvany, iniciados en 1985, sobre las formaciones evaporíticas del Oligoceno y Mioceno continental de Navarra; y 3) las investigaciones de J.J.Pueyo y M.Inglés sobre las lagunas endorreicas de los Monegros, iniciadas ya en 1976 por el primero de ellos, y continuadas sin interrupción hasta la actualidad.

La Excursión incluye una visita a un diapiro triásico, aunque el presente equipo aún no ha trabajado suficientemente en este tema. También incluye una parada, muy rápida, para ver aflorar la sal del área de Remolinos, de camino hacia los

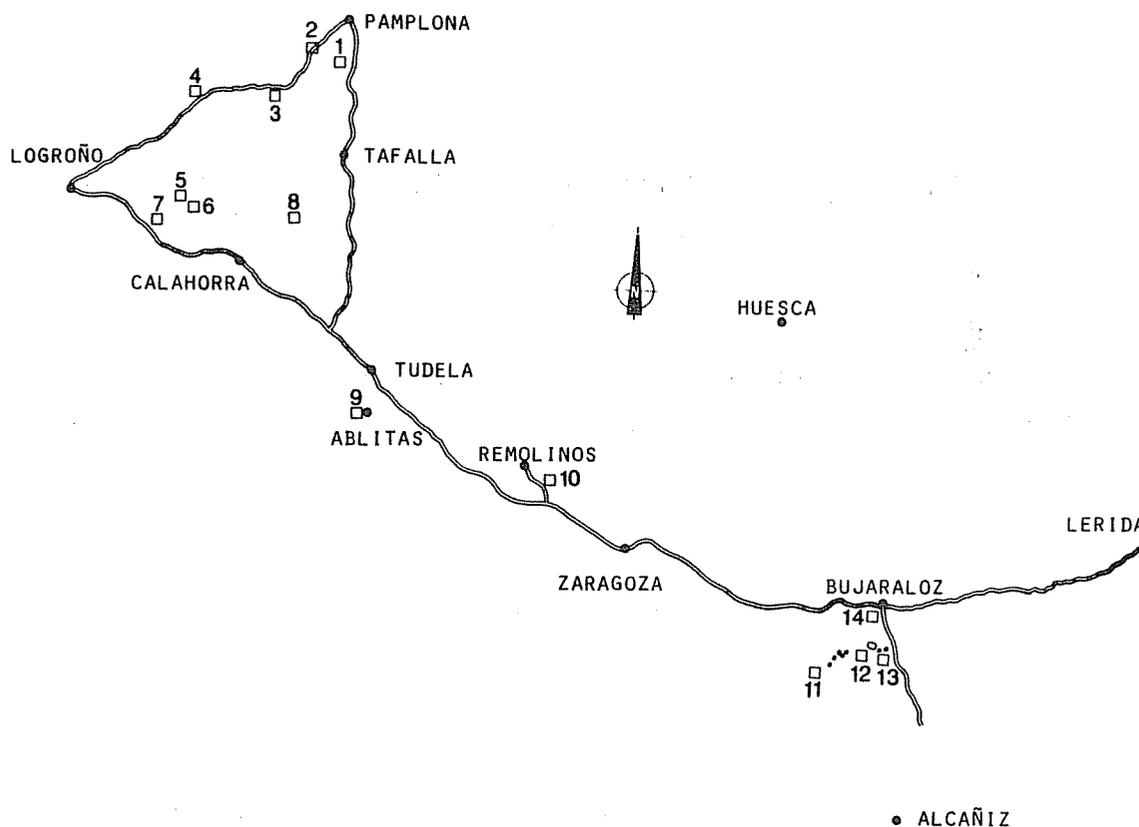


Fig. 1.- Localización de las paradas de la Excursión.

Monegros (Fig. 1). Es lástima no poder dedicar ahora más atención a la Fm. Yesos de Zaragoza, pero muy posiblemente los colegas aragoneses nos lo facilitarán en el futuro, y con el tiempo necesario.

En cierto modo, esta Excursión representa un nuevo paso en nuestro intento de completar una visión práctica sobre el fenómeno evaporítico en el conjunto integrado por el Prepirineo y la Cuenca del Ebro, y que sin duda ofrece en este aspecto un interés superior al de cualquier otro dominio de la Península Ibérica.

Agradecimientos. La presente Excursión no habría podido proponerse de no ser por el soporte financiero que el Gobierno de Navarra está prestando, desde Julio de 1984, a nuestras investigaciones evaporíticas en esta Comunidad Autónoma. La visita a las potasas del área de Pamplona, tras el cierre de Potasas de Navarra, S.A., no hubiera sido posible de no ser por la amabilidad de la nueva sociedad, Potasas de Subiza, S.A., en abrir este yacimiento a nuestra observación. Debemos también agradecer la documentación de sondeos de que disponemos en el área de las glauberitas de Alcanadre-Arrúbal, a Unión Salinera de España, S.A., que nos ha dado las máximas facilidades para el estudio de los testigos. El estudio de las lagunas

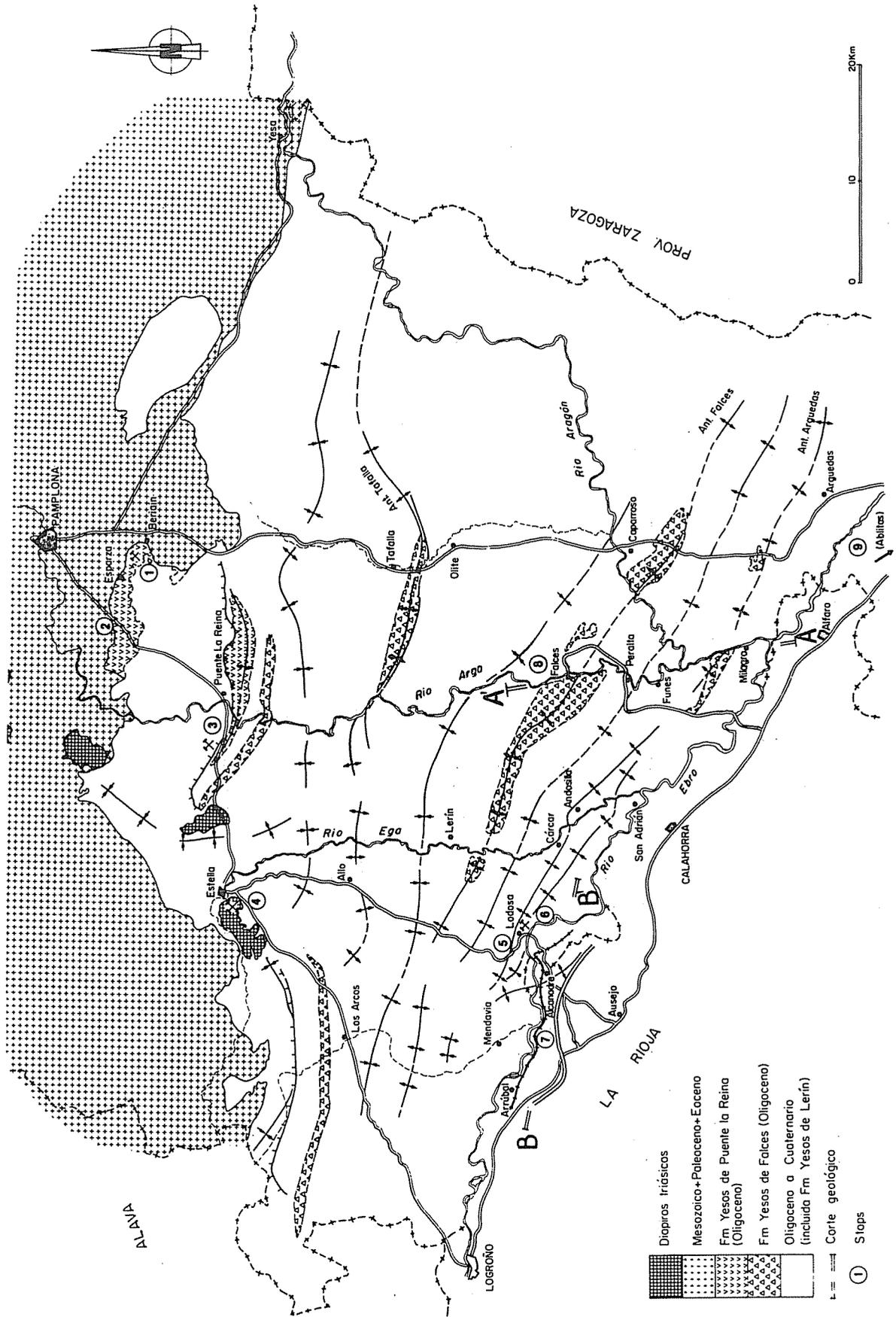


Fig. 2.- Esquema simplificado de las formaciones evaporíticas en la mitad S de Navarra, con indicación de las paradas y perfiles (Fig.7)

de Los Monegros ha sido parcialmente subvencionado con dos Ajuts a la Investigació per a Professors de la Universitat de Barcelona.

1. LOS DIAPIROS TRIÁSICOS DE LA ZONA VASCO-NAVARRA

En la zona cántabro-vasco-navarra los diapiros triásicos, en número superior a 12-14, han sido estudiados y perforados con fines petroleros. El Keuper es potente a lo largo de todo el eje de los Pirineos occidentales, pudiendo incluir más de 500 m de sal originalmente, según estimaciones. Los diapiros muestran en sus núcleos los mismos materiales (arcillas, sulfatos, sal, ofitas, etc.) que en la zona pirenaica catalana. Se presentan en distribución algo irregular, aunque pueden distinguirse algunas alineaciones principales (Fig. 3).

Parece ser que el factor controlante de la distribución diapírica ha sido la potencia del Mesozoico acumulado sobre el Keuper salino (BRINKMANN y LÖGTERS, 1968), correlacionándose bien con aquella el trazado de las isopacas del Cretácico. No hay diapiros en áreas con Cretácico inferior potente, pero sí en los flancos de sus surcos. Ello se interpreta por la migración del material plástico del Keuper en dirección a las zonas de presión decreciente, en respuesta al peso de los sedimentos. La movilización de estos diapiros es muy temprana. Al SE de Vitoria la migración del Keuper llevó al levantamiento y erosión del Jurásico y Cretácico inferior, y a lo largo del flanco N de la Sierra de Cantabria el Albiense se encuentra directamente sobre el Triásico en muchos puntos. El desarrollo de nuevas áreas de subsidencia y deposición durante el Cretácico superior produjo nuevas movilizaciones de los materiales salinos del Keuper, explicándose así la posición de algunos de ellos sobre la isopaca 5000 m del Cretácico inferior (Villasana, Orduña, Murgía) mientras que el resto de diapiros lo está sobre la isopaca 2000 m. La sedimentación del Terciario no afectó su distribución regional porque quizá todos ellos ya habían alcanzado la superficie al final del Cretácico. Durante el Paleoceno y Eoceno los diapiros fueron muy activos, como se ve por la potencia deposicional reducida, las disconformidades, diastemas y restos erosionales de brechas de diapiros triásicos en las capas del Terciario alrededor de los mismos. En el Terciario superior el diapirismo decreció sensiblemente.

Los diapiros propiamente navarros, muy ricos en materiales ofíticos (Estella, Alloz, Salinas de Oro, etc.) parecen adicionalmente controlados por la traza profunda de la falla de Pamplona (Fig. 3).

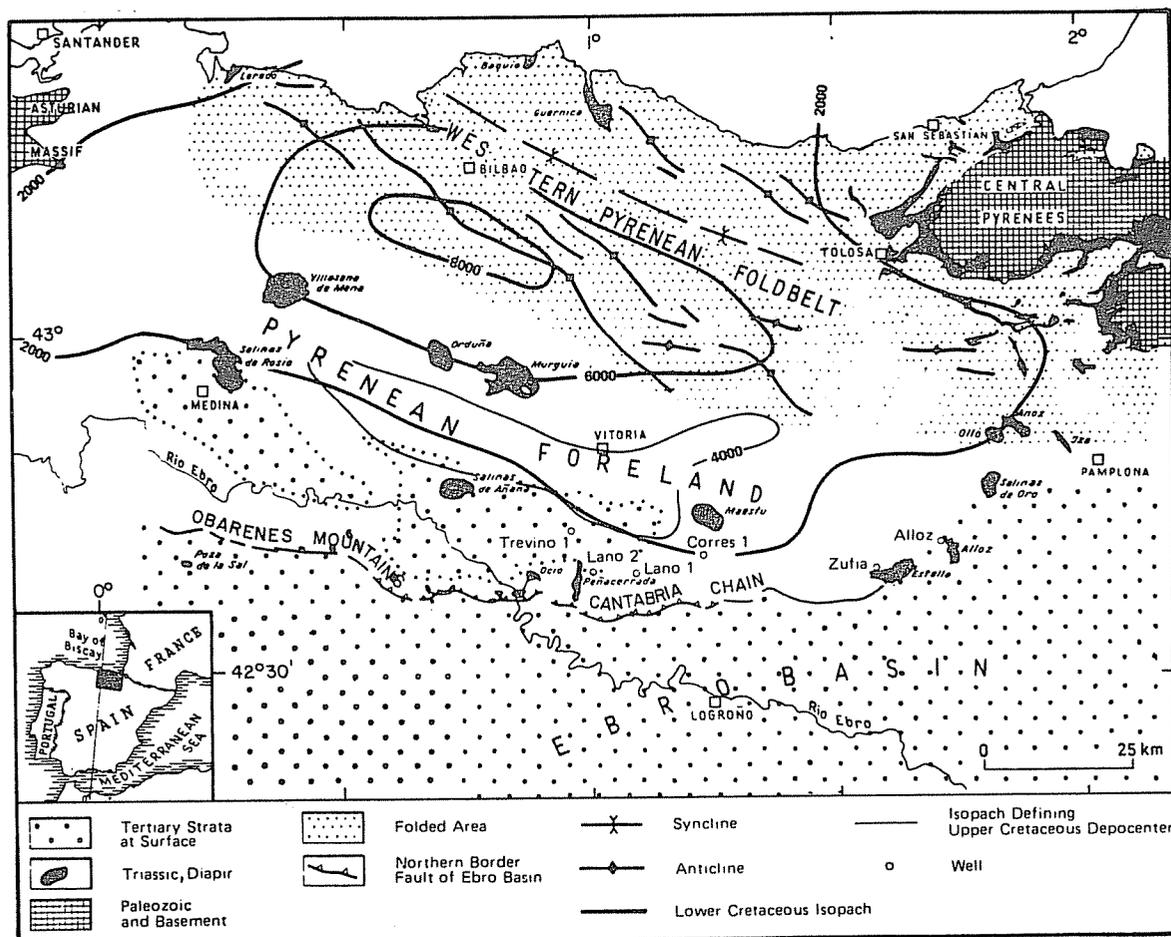


Fig. 3 .- Diapiros de la zona vasco-navarra (fig. 1 de BRINKMANN y LÖGTERS, 1968 , modificada) , con indicación de las isopacas del Cretácico inferior .

2. LA FORMACION POTASICA DE NAVARRA, DEL EOCENO SUPERIOR

2.1. INTRODUCCION

La formación potásica de Navarra se incluye dentro de una extensa formación evaporítica marina que se deposita en la cuenca surpirenaica durante el Eoceno superior. La cuenca, alargada en dirección E-W, constituía un brazo de mar residual, confinado entre el Macizo del Ebro, al sur, y la cordillera Pirenaica, al norte, en el cual se diferenciaron dos cubetas de mayor subsidencia (cubetas potásicas catalana y navarra) que recogieron las salmueras más densas a partir de las cuales se produjo la precipitación de sales potásico-mag-nésicas.

Las características de la formación potásica de Navarra, así como su relación con su homóloga catalana, han sido tratadas en detalle en diversos trabajos anteriores: ROSELL ORTIZ y ORTI CABO, 1980; 1981-82; ROSELL ORTIZ, 1983; ROSELL ORTIZ y PUEYO MUR, 1984; ORTI CABO et al., 1984, 1985.

2.2. DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE LA FORMACION POTASICA

Aunque la formación potásica se explota únicamente en el yacimiento situado al sur-oeste de Pamplona, su distribución geográfica es mucho más amplia y se extiende hacia el este llegando a la provincia de Zaragoza. Este hecho se ha puesto de manifiesto mediante sondeos y datos de prospección sísmica y gravimétrica (GARCIA SIÑERIZ, 1941; ROJAS et al., 1973). La estructura geológica de la zona presenta una serie de accidentes que favorecen la individualización de diferentes áreas en la formación salina:

- a) cubeta potásica de Pamplona. Corresponde al yacimiento en explotación y es la zona a la que se ha dedicado mayor atención.
- b) zona de Puente la Reina. Está constituida por un anticlinal cabalgante hacia el N, en cuyo núcleo afloran materiales del Oligoceno inferior. En profundidad, se ha determinado la presencia de la capa salina mediante sondeos y estudios sísmicos y gravimétricos. No obstante, no se han encontrado niveles potásicos.
- c) zona del sinclinal de Izaga-Monreal. En esta zona, la presencia de la formación salina, incluyendo sales potásicas, se ha puesto de manifiesto mediante sondeos.
- d) zona de Javier-Los Pintano. También en esta zona la existencia de la formación evaporítica, con niveles potásicos, ha sido revelada gracias a una serie de sondeos realizados. A partir de la zona de Los Pintano ya no se tiene ningún otro dato de la formación evaporítica hasta la terminación occidental del anticlinal de Barbastro.

2.3. LA CUBETA POTASICA DE PAMPLONA

Es en el yacimiento situado al SW de Pamplona donde, gracias a los trabajos de explotación llevados a cabo por la empresa Potasas de Navarra S.A., la formación potásica es accesible a la observación y estudio. Hay que añadir, sin embargo, que también gran parte de los sondeos realizados en la zona de Javier-Los Pintano por la empresa Adaro han sido revisados y estudiados.

El yacimiento tiene una estructura sinclinal, de dirección ENE-WSW, que acaba periclinalmente hacia el este. A lo largo del flanco norte y de la terminación periclinal, afloran en forma de orla las facies margosas de techo de la formación evaporítica que se disponen en contacto anómalo sobre las margas de base (margas de Pamplona, s.l.) ya que la formación salina ha sido eliminada por disolución. El flanco sur del sinclinal está fosilizado por los conglomerados oligo-miocenos de la Sierra del Perdón y queda por tanto oculto.

Dos fallas importantes y complejas, de dirección sensiblemente paralela ENE-WSW, fracturan el sinclinal en tres bloques: dos levantados, al N y SE, y un bloque central hundido. Hasta 1984 la explotación minera se llevaba a cabo fundamen-

talmente en el bloque septentrional y en la parte norte del bloque hundido. Posteriormente, la explotación se ha trasladado a la zona de Subiza.

2.4. ESTRATIGRAFIA Y LITOFACIES DE LA FORMACION POTASICA

La formación potásica de Navarra constituye un macrociclo evaporítico de características muy similares al que se encuentra en la cuenca potásica catalana (ROSELL ORTIZ y PUEYO MUR, 1984) y del tipo totalmente empobrecido en sulfato magnésico. Este macrociclo incluye, de base a techo, los términos siguientes: a) una unidad basal anhidrítica; b) una unidad halítica (sal de muro); c) una unidad potásico-magnésica constituida por ciclos de silvinita-halita en la parte inferior y ciclos de carnalita-halita en la parte superior, separados por un tramo halítico intermedio (sales intermedias); d) una unidad de halita y lutitas alternantes (sales de techo); e) una unidad de lutitas versicolores (margas fajeadas) con niveles de anhidrita (Fig. 4).

La formación salina se instala sobre sedimentos marinos finos (margas de Pamplona s.l.) y la potencia global del conjunto descrito es de 150 m. Por encima de las lutitas de techo, se dispone un nivel de areniscas bastante continuo (Areniscas de Galar o de Liédena). PUIGDEFABREGAS (1975) denomina Formación Guendulain al conjunto de la serie evaporítica y el nivel de areniscas superiores.

El estudio palinológico de muestras de lutitas asociadas a las litofacies salinas (realizado por N. SOLE), ha revelado características comunes con los datos de que se dispone sobre el Eoceno-Oligoceno de la cuenca de París. La edad de la formación potásica correspondería al Eoceno superior ("Ludiense").

2.5. PETROLOGIA DE LA FORMACION POTASICA

a) La anhidrita basal

La base de la formación salina está constituida por una capa anhidrítica de 0,6 a 1 m de potencia y color grisáceo, que presenta litofacies laminadas y nodulares, siendo las primeras las más características y generalizadas. Consisten básicamente en una alternancia de bandas de anhidrita y carbonato, de menos de 1 mm a 1 cm, que describen pequeñas ondulaciones irregulares de aspecto estromatolítico. En ambas litofacies es frecuente la presencia de pseudomorfos de yeso y también de halita, indicando que la anhidrita no es una fase propiamente primaria. La anhidrita presenta microestructuras prismático-crenuladas (en las litofacies laminadas), fibroso-radialdas (en las litofacies nodulares) y microgranulares.

El sedimento encajante asociado a la anhidrita está constituido por carbonatos y lutitas y arenitas finas siliciclásticas, predominando el carbonato en las litofacies laminadas y los detríticos siliciclásticos en las nodulares.

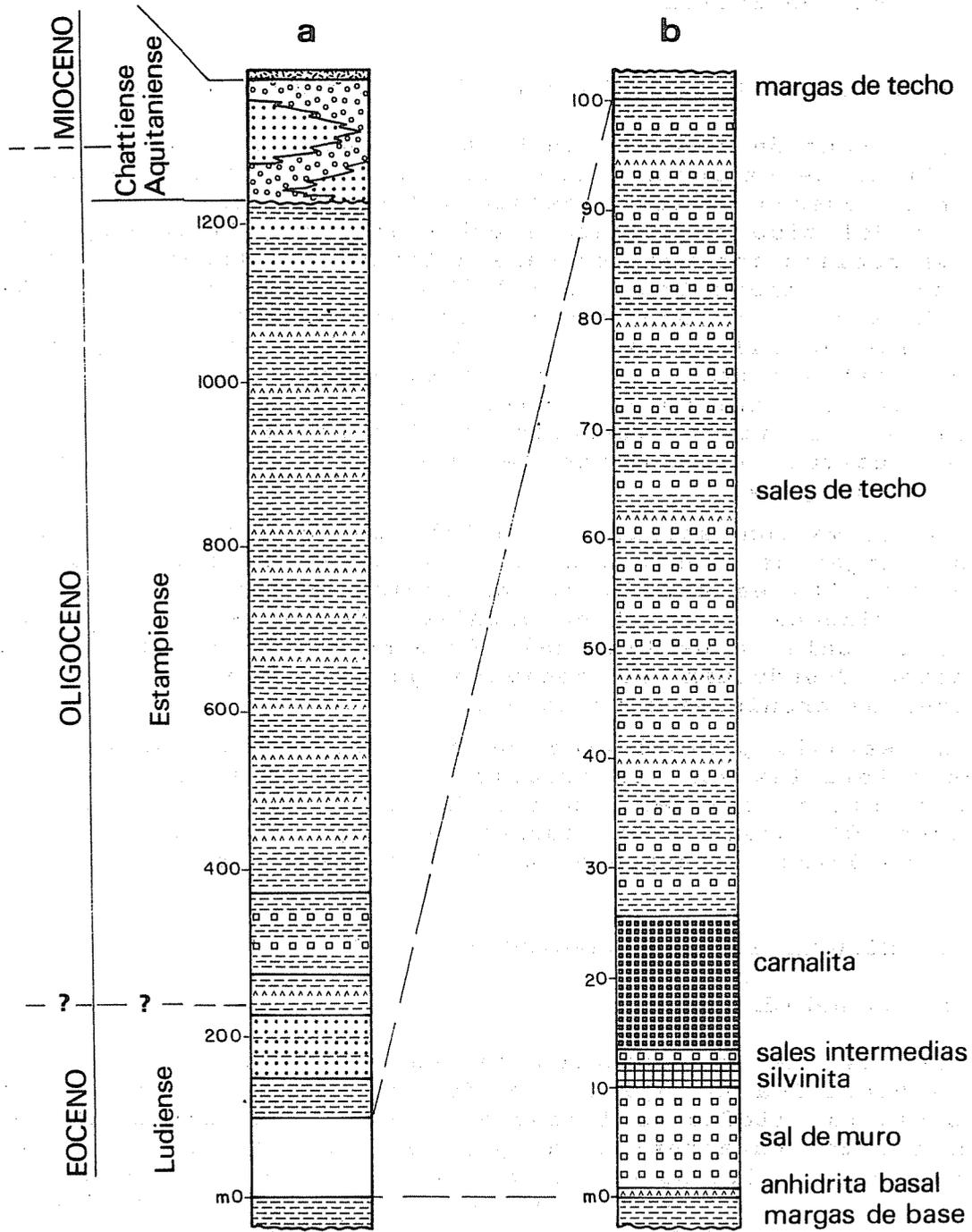


Fig. 4 .- Formación potásica de Navarra. a) posición estratigráfica; b) sucesión tipo. (Adaptado y ligeramente modificado de ROSELL ORTIZ, 1983 , fig. 14.)

Destaca la presencia de analcima diagenética, con diferentes morfologías cristalinas, reemplazando a la anhidrita. El origen de este mineral podría estar relacionado con la reacción de salmueras concentradas intersticiales con los minerales de las arcillas presentes en el sedimento encajante.

b) La sal de muro

Esta unidad tiene una potencia promedio de 10 m y presenta litofacies bandeadas, con alternancia de bandas grises y bandas rosadas o blancas de grosor centimétrico (2 a 10 cm, aproximadamente). Los diastemas arcillosos no se presentan bien individualizados. Las bandas grises están constituidas predominantemente por grandes cristales de tipo tolva ("hopper crystals") junto a fragmentos arcillosos dispersos. Las bandas de color claro, rosadas o blancas, están constituidas por cristales de tipo tolva, de tamaño inferior a los anteriores, y por cristales de halita transparente, sin inclusiones. Las bandas claras no presentan fragmentos arcillosos. El tamaño de grano varía, en general, de 1 a 3 mm, aunque las tolvas mayores pueden alcanzar de 7 a 10 mm. La parte superior de la unidad, cerca del contacto con la silvinita, presenta características algo distintas: los diastemas arcillosos son mucho más marcados y el aspecto, en conjunto, es más parecido al de las halitas intercaladas entre la silvinita, que al del resto de la sal de muro. Los minerales sulfatados que se presentan en la sal de muro son anhidrita y polihalita, predominando ligeramente este último.

c) La silvinita

El paquete de silvinita presenta una potencia promedio de 2 m y está constituido por 18 capas de silvinita, algunas de ellas con más de un término silvítico, separadas por niveles halíticos intermedios. El aspecto macroscópico de los niveles de silvinita no es homogéneo sino que presentan una serie de variaciones relacionadas esencialmente con el color y el tamaño de grano. Las capas inferiores del paquete suelen ser de grano grueso y de coloración rosada mientras que el resto de capas presenta grano más fino y coloración más rojiza. En las capas de silvinita, la secuencia ideal estaría formada por la sucesión de los términos siguientes: insolubles, halita, silvinita o silvinita-halita, halita, insolubles. Esta sucesión se observa, por ejemplo, en las capas 10 y 11 pero pueden presentarse muchas variaciones.

Las bandas silvíticas de las capas de silvinita se caracterizan por su carácter monomineral, generalmente muy acusado. Es frecuente la presencia de granoclasificación en estas bandas, generalmente con los tamaños máximos en posición central. La silvinita se presenta casi siempre en forma de cristales anhedrales que suelen estar deformados por la esquistosidad.

Las capas de halita intercaladas entre las capas de silvinita forman niveles de 2 a 12 cm, separados por diastemas arcillosos de grosor variable. Estos niveles halíticos suelen

mostrar coloración rosada y tamaño de grano fino. Están constituidos predominantemente por halita transparente aunque pueden presentarse acumulaciones excepcionales de tolvas, asociadas generalmente a los niveles arcillosos (fig. 5B).

Anhidrita y polihalita se presentan también en esta unidad potásica.

d) La carnalita

Entre las dos unidades potásicas se encuentra un tramo halítico (sales intermedias o capa B), de potencia generalmente inferior a 1 m, que en algunas zonas no se presenta.

El paquete de carnalita está constituido por 8 capas de carnalita separadas por niveles de halita y lutitas, con una potencia promedio, en conjunto, de 12 m. Localmente pueden faltar algunas capas por estiramiento del paquete. La carnalita presenta generalmente litofacies brechoides o masivas, y más raramente nodulares o bandeadas.

Las capas de halita intercaladas constituyen niveles de 1 a 5 cm separados por diastemas arcillosos. La halita presenta las dos variedades petrográficas ya descritas: halita transparente (sin inclusiones) y halita con inclusiones (constituida por restos de cristales de tipo tolva). En esta última, las inclusiones se disponen siguiendo distintos tipos de zonaciones que hemos atribuido a diferentes hábitos originales de precipitación. En las capas halíticas pueden observarse tres tipos de ciclos (fig. 5c).

- tipo "a": constituido por la sucesión: insolubles, halita con inclusiones, halita transparente, halita con inclusiones, insolubles.
- tipo "b": constituido por la sucesión: halita, insolubles.
- tipo "c": constituido por la sucesión: insolubles, halita con inclusiones, insolubles.

La anhidrita es el único sulfato presente en la unidad de carnalita y se presentan también cristales de dolomita con morfologías variadas.

Las capas inferiores de carnalita se presentan amenudo transformadas a una litofacies secundaria de silvinita ("silvinita transformada") y en algunas zonas la transformación puede afectar a toda la unidad. Esta litofacies constituye lentejones aislados, asociados a zonas de disolución de la silvinita o de todo el paquete potásico. Se trata de una variedad rica en K₂O, formada por grandes cristales rojos (de silvinita) y transparentes (de silvinita o halita) asociados a anhidrita. En algunas zonas de la mina (Zona de Cámaras) los ciclos de silvinita transformada han preservado la disposición de los ciclos de carnalita-halita originales.

e) Las sales de techo

Sobre el paquete de carnalita se encuentra una unidad de halita y lutitas alternantes, con niveles de anhidrita. La potencia promedio es de 50 a 75 m. La halita forma capas

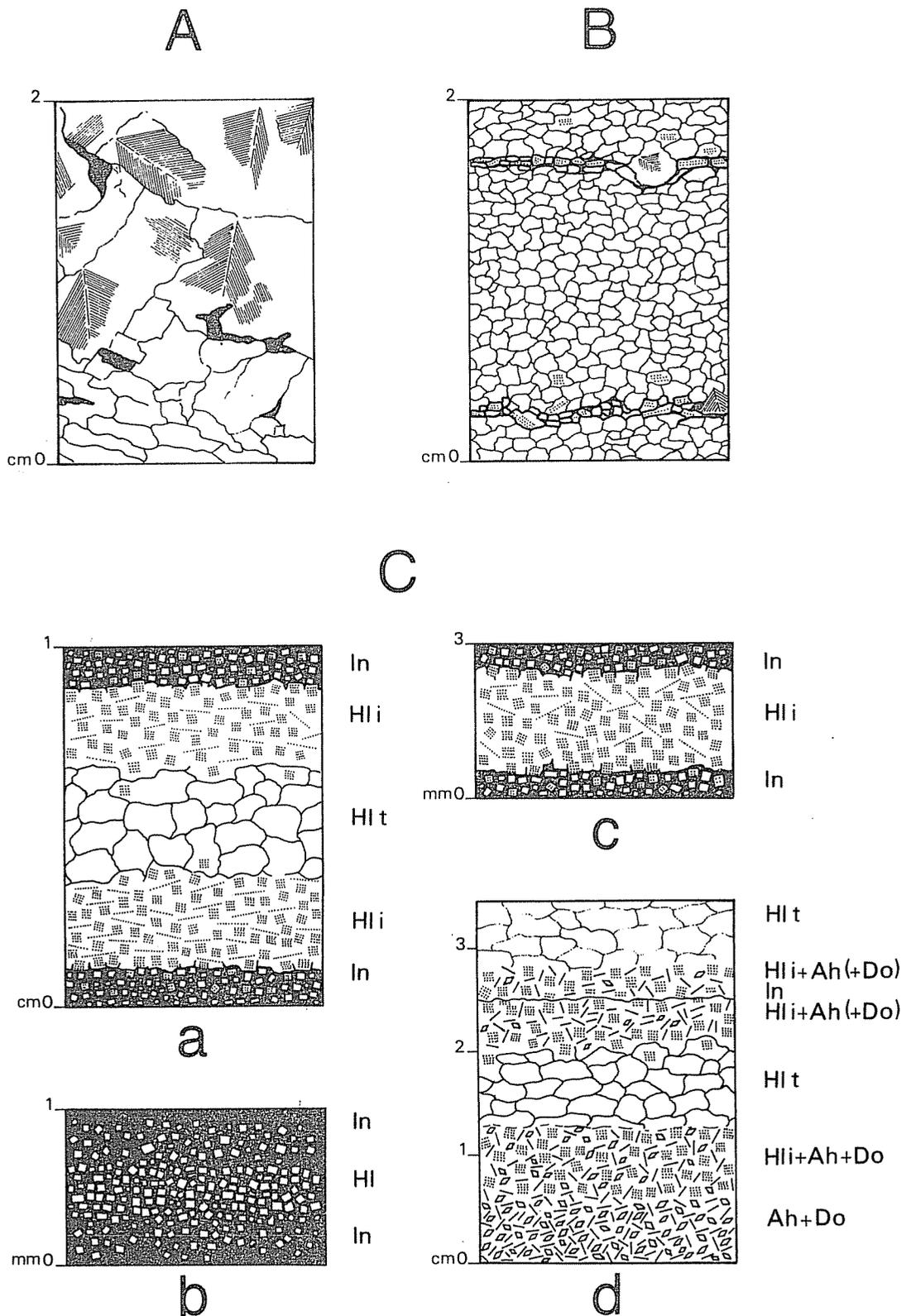


Fig. 5 .- Tipos de ciclos presentes en las litofacies halíticas de la formación potásica de Navarra (ver explicación en el texto). A) Sal de muro. B) Halita intercalada entre las capas de silvinita. C) Ciclos de tipo a,b,c y d en las halitas intercaladas entre las capas de carnalita y en las sales de techo. In :insolubles Hl : halita ; Hl t : halita transparente ; Hl i : halita con inclusiones ; Ah : anhidrita ; Do : dolomita . (Adaptado de ROSELL ORTIZ, 1983 , figs, 22 y 29)

de 1 a 4 cm generalmente, separadas por niveles de lutitas laminadas. Se observa un aumento en el tamaño de grano de base a techo de la unidad.

Las capas de halita presentan ciclos similares a los que hemos descrito anteriormente para la halita asociada a la unidad de carnalita. No obstante se presenta aquí un tipo nuevo "d", caracterizado por la presencia de anhidrita y dolomita. La sucesión típica es: dolomita + anhidrita, dolomita + anhidrita + halita con inclusiones, halita transparente, halita con inclusiones + anhidrita (+ dolomita).

f) Las margas de techo

Por encima de las sales de techo se dispone una unidad de lutitas laminadas versicolores, con una potencia promedio de 50 m. Contiene niveles anhidríticos, en forma de capas planas (con dolomita) y niveles enterolíticos, e intercalaciones arenosas que se hacen progresivamente más abundantes hacia el techo de la unidad.

2.6. LA HALITA

La halita de las distintas unidades de la formación potásica presenta dos variedades, ya citadas: halita transparente ("clear halite", DELLWIG, 1955), sin inclusiones, y halita translúcida ("cloudy halite", DELLWIG, 1955), que presenta numerosas inclusiones fluidas. La presencia de la primera variedad confiere a la roca halítica un aspecto transparente mientras que la segunda, rica en inclusiones, da a la roca un aspecto blanco opaco.

La variedad rica en inclusiones está constituida por restos de cristales primarios ("hopper crystals", tolvas) que presentan abundantes inclusiones fluidas dispuestas paralelamente a las caras, formando zonas de mayor o menor abundancia que marcan una zonación de crecimiento; ésta, ha sido atribuida a variaciones en las condiciones físico-químicas del medio de cristalización. La presencia de estas inclusiones se interpreta como una evidencia de cristalización rápida (SHLICHTA, 1968; ARTHURTON, 1973, etc). Este tipo de cristales se forma típicamente en la superficie de la salmuera, pero también puede crecer en el fondo (DELLWIG, 1955; ARTHURTON, 1973). Las morfologías pueden ser variables (cúbicas, piramidales, tabulares) siendo generalmente la característica en común la existencia de caras escalonadas deprimidas. En la formación potásica de Navarra, hemos podido diferenciar distintos tipos morfológicos de cristales con inclusiones (tolvas) a partir de las diferentes geometrías en que se disponen las inclusiones, observadas al microscopio:

- a) restos de grandes tolvas, cúbicas o piramidales, que pueden alcanzar 1-2 cm.
- b) pequeños cristales cúbicos, con caras planas o muy poco deprimidas, que al microscopio presentan secciones cuadradas, en ocasiones con un núcleo de halita transparente.

c) posibles restos de costras superficiales ("telo"), que al microscopio presentan secciones alargadas.

El primer tipo predomina en la sal de muro mientras que los otros dos, de tamaño menor y constituyendo ciclos muy bien definidos, se presentan en las sales de techo y en las halitas intercaladas entre la carnalita. Por lo que respecta a la génesis de ambos tipos de halita, la mayoría de autores acepta la relación con un crecimiento lento o rápido de la halita transparente y de la halita de inclusiones respectivamente.

En las litofacies halíticas de la formación que tratamos, las dos variedades se disponen en bandas alternantes, mostrando una cierta ritmicidad. Hay que destacar la ausencia generalizada de estructuras "chevron" y de otras formas de crecimiento competitivo de fondo, las cuales existe una tendencia generalizada a atribuir a ambientes muy someros. Esta disposición rítmica alternante de bandas de halita transparente y bandas de halita con inclusiones ya había sido indicada por DELLWIG (1955), que la atribuyó a cambios estacionales, y posteriormente ha sido citada también por otros autores (PUEYO MUR, 1975; GEISLER, 1979). Sin embargo, el interés, en este aspecto, de la formación potásica de Navarra es que estos ritmos se presentan en ella muy bien definidos: los términos que los constituyen se pueden distinguir perfectamente al microscopio y las diferentes formas en que se combinan originan distintos tipos de ciclos que ya han sido descritos anteriormente. El tipo básico consiste en la sucesión: insolubles - halita con inclusiones - halita transparente - halita con inclusiones - insolubles, la cual parece registrar un episodio de aumento/descenso en la concentración. En los términos de halita con inclusiones, la ausencia de estructuras "chevron" (o similares) y la disposición al azar de las tolvas sugieren que la formación de los cristales tuvo lugar en la interfase salmuera-aire, por un proceso similar al descrito por DELLWIG (1955). A partir de un cierto grado de desarrollo, estos cristales caerían al fondo y se acumularían en la interfase salmuera-sedimento. Por lo que respecta a la halita transparente, sin inclusiones, ha sido atribuida, en general, a una precipitación lenta en el fondo de la salmuera. La halita tiene un coeficiente de solubilidad positivo cuando precipita sola (BORCHERT y MUIR, 1964; BRAITSCH, 1971). En estas condiciones, la precipitación de la halita transparente se podría explicar:

- a) por supersaturación de la salmuera de fondo durante la estación fría;
- b) por enfriamiento brusco de la salmuera superficial al descender convectivamente a partes más profundas de la cuenca.

Otro aspecto a considerar por lo que respecta a la halita, es la reducida potencia que presenta la sal de muro en la cubeta potásica de Pamplona. Este hecho, tratado en detalle por ORTI et al. (1985), parece relacionado con un dispositivo sedimentario de cubeta asimétrica, en la cual tuvo lugar un desplazamiento de las salmueras más densas, de modo que las capas potásicas se disponen de forma asimétrica respecto a las capas halíticas basales.

2.7. LAS SALES POTÁSICO-MAGNÉSICAS

Silvita-halita (con anhidrita y polihalita) y carnalita-halita (con anhidrita y dolomita) son las dos únicas paragénesis potásico-magnésicas que se presentan en la formación evaporítica del Eoceno superior, tanto en la cuenca navarra como en la catalana. La ausencia de $MgSO_4$, hecho frecuente en muchas secuencias salinas antiguas, implica un proceso de alteración del quimismo del cuerpo de agua marina original que, hasta el momento, no ha sido explicado satisfactoriamente, y que se ha atribuido a dos posibles mecanismos: a) reducción bacteriana del sulfato presente en el agua; b) pérdida de iones SO_4 i/o Mg, bien a causa de influjos de aguas portadoras de Ca que producirán la precipitación de $CaSO_4$ y de dolomita y magnesita, bien como consecuencia de la dolomitización.

Aunque algunos autores no admiten la existencia de silvinita primaria en cantidades importantes, BRAITSCH (1971) contempla la precipitación primaria de silvita-halita a partir de un agua marina completamente empobrecida en sulfato magnésico. En nuestro caso, además, concurren una serie de hechos que obligan a considerar la posibilidad de un origen primario:

- la continuidad lateral de los ciclos de silvinita a lo largo del yacimiento (unos 10 km como mínimo), conservando la disposición de los distintos términos del ciclo
- la existencia de granoclasificación en muchos términos silvíticos.
- las acusadas diferencias tanto texturales como geoquímicas de la silvinita primaria respecto a la silvinita transformada, de origen claramente diagenético.

La precipitación de los minerales potásico-magnésicos se debió, probablemente, a variaciones térmicas, y más concretamente al enfriamiento de la salmuera, dado el carácter criófilo de la silvita y la carnalita. Este enfriamiento pudo ser debido a un descenso de la temperatura durante la estación fría, o bien pudo resultar del desplazamiento de salmueras superficiales calientes hacia partes más profundas y frías de la cuenca. Este tipo de precipitación, inducida por enfriamiento, explicaría, según BRAITSCH (1971), el carácter monomineral acusado de la mayoría de los niveles de silvita, ya que una precipitación por evaporación isotérmica causaría un contenido mucho más alto en NaCl.

Por lo que respecta al medio en que precipitaron las sales potásico-magnésicas resulta difícil imaginar un ambiente de tipo "playa lake", con desecaciones periódicas, dada la perfecta conservación y continuidad de la estructura de la mayoría de los ciclos de silvinita en todo el yacimiento, así como la falta de evidencias de disoluciones más o menos generalizadas.

2.8. SULFATOS Y FRACCION INSOLUBLE (CARBONATOS Y LUTITAS)

Los minerales sulfatados asociados a las litofacies salinas son anhidrita y polihalita, en la parte inferior de la formación, y anhidrita únicamente a partir de la unidad de carnalita. El estudio petrográfico sugiere que la polihalita se formó posteriormente a la anhidrita, probablemente en estadio diagenético inicial.

La fracción carbonatada que acompaña a las litofacies salinas se presenta en forma de micrita -asociada a la fracción lutítica- y también constituyendo grandes cristales, generalmente romboédricos, que aparecen en la parte superior de la sucesión, a partir de las capas de carnalita. La mineralogía es predominantemente magnesítica en la parte inferior, y dolomítica en la parte superior, a partir de las capas de carnalita. El origen de ambos minerales es probablemente sin-sedimentario.

La fracción lutítica está compuesta principalmente por illita, clorita, cuarzo y micrita carbonatada (magnesita o dolomita).

2.9. GENESIS DE LA FORMACION POTASICA

La inexistencia de un homólogo actual de sedimentación evaporítica comparable a las grandes cuencas salinas de otras épocas geológicas ha dado lugar a la formulación de numerosas hipótesis para explicar la génesis de estas últimas. De los modelos propuestos, los que mejor se adaptan a las características de la formación potásica del Eoceno superior, tanto en la cuenca navarra como en la catalana (PUEYO MUR, 1975), son los de SCHMALZ (1969) y BUSSON (1978, 1979, 1980).

El levantamiento de la cordillera pirenaica es probablemente el responsable del confinamiento de la cuenca. Por otra parte, la formación de un relieve importante pudo haber provocado una aridificación del clima que no tuvo por qué ser necesariamente muy prolongada dada la rapidez de la sedimentación evaporítica. La secuencia salina se instala (tanto en la cuenca navarra como en la catalana) en una posición de centro de cuenca, por encima de sedimentos detríticos finos (margas de Pamplona) que constituyen la parte distal de sistemas deltaicos. El progresivo confinamiento de la cuenca y el aumento de salinidad provocan una estratificación de la masa de agua y el establecimiento de condiciones reductoras en el fondo. En este estadio se depositan los niveles superiores de las margas de Pamplona que presentan una serie de aspectos característicos de sedimentación anóxica: laminación fina muy bien preservada, ausencia de restos orgánicos excepto restos vegetales carbonosos, un relativo enriquecimiento en cationes metálicos, etc. La existencia de un estadio euxínico, precursor de la sedimentación evaporítica, es ampliamente citada en la bibliografía. A partir de un cierto grado de concentración se inicia la precipitación propiamente evaporítica con la deposición del sulfato cálcico. La escasa potencia de esta capa podría estar relacionada con un proceso de reducción bacteriana del sulfato. Cuando la salmuera alcanza el punto de

saturación del cloruro sódico, comienza la precipitación de la halita, que ya no cesará hasta el final de la sedimentación clorurada.

En el estadio de máxima concentración, posiblemente asociado al cierre de la conexión con el mar abierto, se produce la precipitación de las sales potásico-magnésicas. Esta precipitación estuvo probablemente controlada por variaciones de la temperatura, debido al carácter criófilo de estas sales. Terminada la fase potásica, continúa la sedimentación evaporítica marina con carácter halítico. Las lutitas con niveles de anhidrita ocasionalmente enterolítica que suceden a la unidad halítica anterior, corresponden a un ambiente de sedimentación muy somero sometido incluso a períodos de exposición subaérea. La presencia de abundante nannoplancton en alguna muestra de estas lutitas, sugiere que durante esta fase de sedimentación se mantenía todavía una cierta comunicación con el mar abierto.

La continuidad a lo largo del yacimiento de los ciclos de silvinita y la ausencia de evidencias de exposición subaérea en las litofacies cloruradas, como hechos más destacados, sugieren que la sedimentación evaporítica tuvo lugar en una cuenca preexistente de una cierta profundidad y supuso la colmatación de la misma ("relleno evaporítico") tal como sugieren las características sedimentológicas de las lutitas de techo de la formación.

3. LAS FORMACIONES EVAPORITICAS CONTINENTALES DEL OLIGOCENO Y MIOCENO DE NAVARRA

En el sector occidental de la Cuenca del Ebro (Navarra, La Rioja) un conjunto de estructuras de plegamiento con ejes de dirección NW-SE, suavemente erosionadas, permite aflorar una buena parte de los materiales continentales del Oligoceno y Mioceno (fig. 2). Se trata de series muy potentes (más de 4000 m en la serie oligocena de los Arcos-Mués) en la que alternan tramos detríticos con tramos yesíferos. Las unidades litoestratigráficas contenidas en dichas series han sido estudiadas por diferentes autores (RIBA, 1964; SOLE, 1972; PUIG-DEFABREGAS, 1975; CASTIELLA *et al.* 1978; entre otros), quienes han podido diferenciar globalmente tres grandes formaciones evaporíticas oligocenas, más una cuarta de menor extensión, intercalada ya entre los materiales lutíticos del Mioceno.

De más antiguas a más modernas estas formaciones son: Fm. Yesos de Puente la Reina, Fm. Yesos de Falces, Fm. Yesos de Lerín, y Fm. Yesos de Monteagudo. Estas unidades se encuentran separadas entre sí por materiales detríticos de características variables según las zonas. Los cambios laterales en potencias y en facies son importantes, tanto para las unidades detríticas como para las evaporíticas, y dado el carácter paleontológico muy pobre que presentan, en conjunto su estudio estratigráfico resulta complejo (fig. 6).

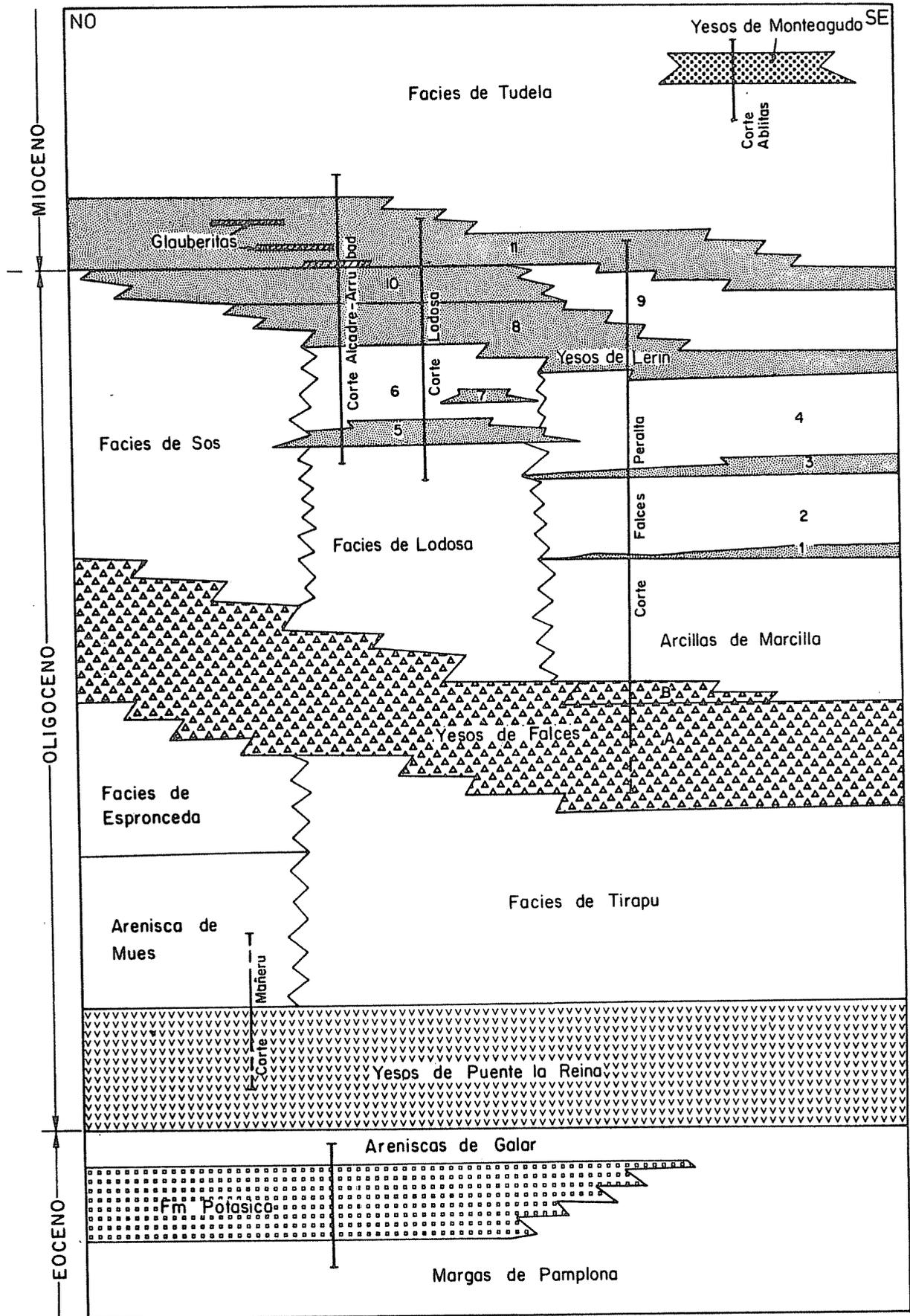


Fig. 6.- Cuadro estratigráfico de las formaciones evaporíticas, marinas y continentales, del Terciario de Navarra .

3.1. Fm. YESOS DE PUENTE LA REINA

Directamente por encima de las Areniscas de Galar, que representan, como se ha dicho, el final del ciclo marino del Eoceno superior, se desarrolla una importante formación evaporítica de carácter continental, que aflora en diferentes puntos de la franja central de Navarra. La potencia y caracterización estratigráfica de esta unidad es de difícil estimación, pues los materiales afloran muy tectonizados y de forma discontinua.

El principal punto de afloramiento es el núcleo del anticlinal de Añorbe, al ser cruzada por el río Arga. En este lugar los yesos son explotados presentando estructuras diapíricas. En este mismo anticlinal algunos sondeos ponen de relieve la presencia de niveles de sal. A esta formación se le atribuye (CASTIELLA et al., 1978) una edad Sannoisiense.

3.2. Fm. YESOS DE FALCES

Esta unidad queda separada de los Yesos de Puente la Reina por un potente tramo detrítico (más de 2000 m) arcilloso en el que se intercalan areniscas y algunos niveles calizos presentando cambios laterales y verticales de facies más o menos variables según las zonas: Fm. Mués, Facies de Tirapu, etc.

Los Yesos de Falces afloran ampliamente en los núcleos de los principales anticlinales de la mitad S de Navarra (anticlinales de Falces, Tafalla y Arguedas), siempre con características diapíricas, lo que complica mucho su estudio estratigráfico (fig. 7a). No obstante, en la zona de Los Arcos-Espronedada esta unidad aflora muy verticalizada a lo largo de una franja E-W de 24 km, poco deformada por la tectónica. En esta zona el estudio estratigráfico (RIBA, 1964; SOLE, 1972) ha permitido ver la clara diacronía de la base y techo de esta unidad. La formación, con una potencia máxima algo superior a los 900 m, muestra una clara progradación hacia el W, pudiéndose calcular entre dos cortes separados entre sí 11 km, una diacronía de la base de la formación de 750 m (SOLE, 1972). La edad de estos yesos es por tanto variable según las zonas, aunque en conjunto se le atribuye al Stampiense superior-Chatienense o incluso Aquitaniense en los niveles más altos y occidentales.

Litológicamente constituye una alternancia de tramos arcillosos con niveles de yeso, y tramos yesíferos más puros. La facies de estos yesos son nodulares, enterolíticas y laminadas. La estratigrafía de detalle es, a causa de la deformación tectónica, poco conocida a pesar de disponerse de buenos afloramientos. No obstante, hemos distinguido dos unidades claramente diferentes:

A-serie monótona de yesos nodulares-laminados, más o menos rica en arcillas grises, según los tramos. Constituye el conjunto de materiales diapirizados.

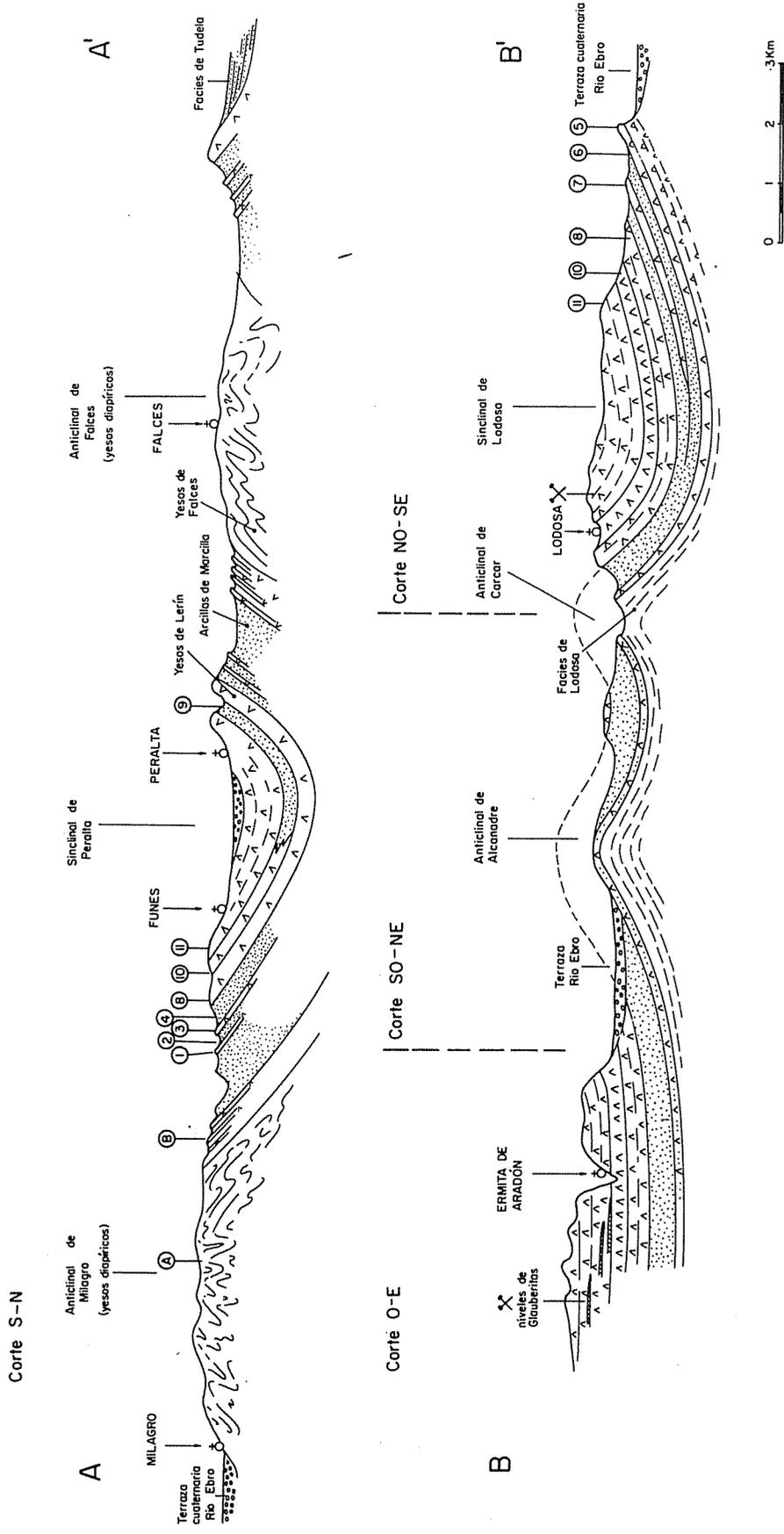


Fig. 7.- Cortes geológicos (escala vertical aumentada) de la zona de Milagros-Falces (A-A') y de la ermita de Aradón-Lodosa (B-B'). Ambos cortes están situados en la fig. 2.

B-serie superior en la que claramente se distinguen ciclos evaporíticos similares a los de la Fm. Lerín. Lateral y verticalmente pasa a las Arcillas de Marcilla. En el corte de Falces-Peralta (fig. 7a) se ha calculado una potencia de 300 m para esta unidad, que designada también con el nombre de Yesos de Cálcar por CASTIELLA et al. (1978), puede seguirse en buena parte de los anticlinales de Falces y Arguedas.

3.3. Fm. YESOS DE LERIN

Esta unidad es la que más extensamente aflora, entre las yesíferas, en la mitad S de Navarra. A diferencia de los de Falces, estos yesos ocupan los flancos de los anticlinales, permitiendo cortes donde el estudio estratigráfico se puede realizar con un gran detalle.

Esta formación queda separada de los Yesos de Falces por un potente tramo detrítico (400-1000 m) que presenta diferentes facies según las zonas donde se reconoce: Facies de Lodosas, de Sos, de Marcilla, etc.

La Fm. Lerín constituye una potente serie (400-500 m) alternante de tramos yesíferos y arcillosos en la que los cambios laterales de una zona a otra son importantes. En conjunto se pone de manifiesto, al igual que veíamos para los Yesos de Falces, un carácter progradante de las unidades yesíferas hacia el W-NW de la cuenca a la vez que aumenta en sentido vertical el desarrollo y expansión de las mismas. Así, mientras los tramos yesíferos inferiores de la formación los podemos ver sólo en la zona de Caparroso-Peralta-Lerín, con potencias que no superan la decena de metros y acuñándose rápidamente hacia el W, no pasa lo mismo con los tramos superiores (sobre todo el más alto), que con potencias del orden del centenar de metros se extienden por toda la cuenca navarro-riojana.

Se identifican seis tramos yesíferos principales que en la fig. 6 vienen representados por los números 1, 3, 5, 7, 8 y 11, respectivamente, de más antiguo a más moderno. Estos tramos son en diferentes casos de fácil correlación entre cortes separados varios kilómetros, pues constituyen buenos niveles guía que se extienden a lo largo de los flancos anticlinales. Este hecho permite también estudiar los cambios laterales a que dan lugar, tanto en potencia como en facies.

En detalle, los tramos yesíferos están constituídos por alternancias de niveles de yesos laminado-nodulares, de uno a varios m de potencia, y niveles más arcillosos que raramente superan los 2-3 m y que también contienen yeso en forma de nódulos dispersos o bien de finas láminas onduladas. En sondeo se ha podido ver que las intercalaciones de sal son frecuentes, y en el corte de Alcanadre-Arrúbal (fig. 7b) se presentan niveles de glauberita en el tramo yesífero superior, el cual llega en este corte a alcanzar los 200 m de potencia.

Los tramos arcillosos también permiten ver cambios importantes de facies: color de las arcillas, intercalaciones de

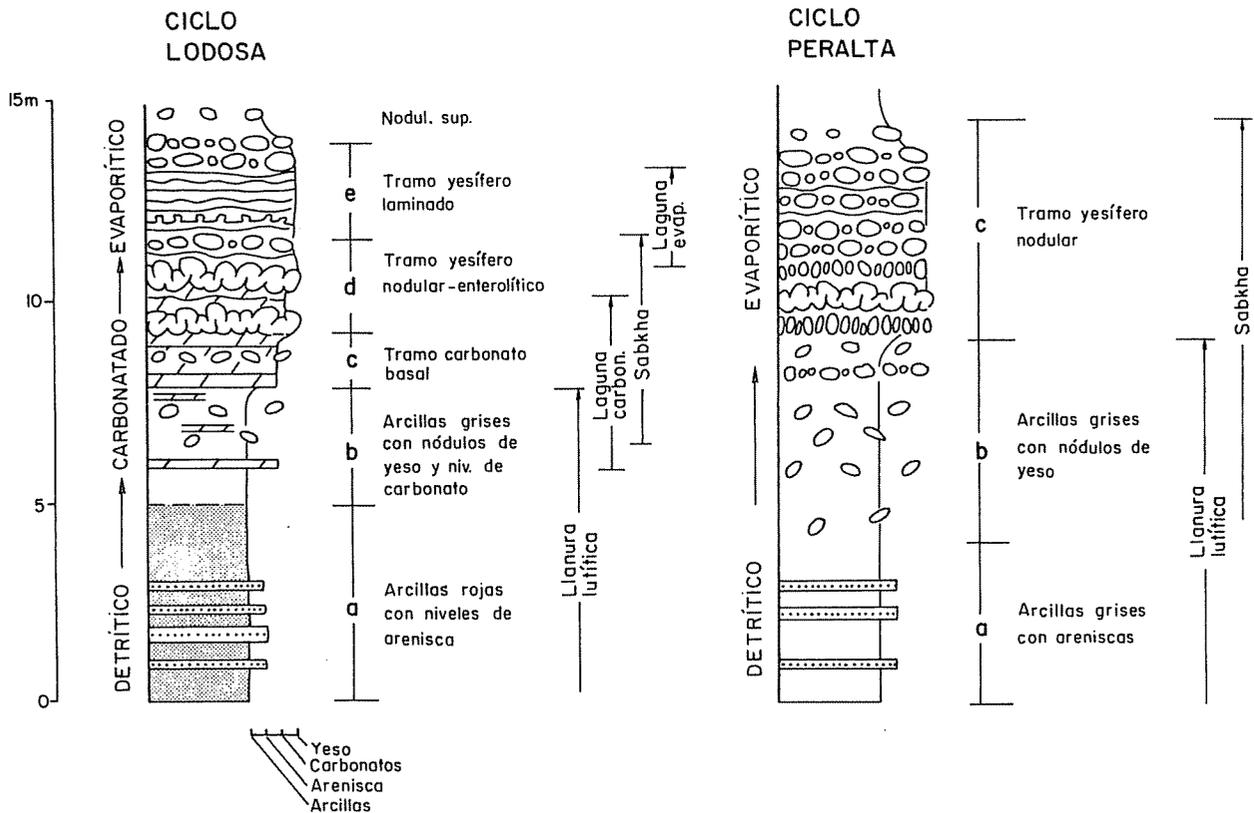


Fig. 8 .- Ciclos detrítico-químicos de la Fm. Yesos de Lerín . Izquierda: ciclo de "salina" completo. Derecha:ciclo "sabkha" (o de borde de salina).

areniscas y calizas, etc., aunque el aspecto que más determina estos cambios es el variable contenido en niveles de yeso. Estos se presentan alternando con las arcillas y constituyendo ciclos evaporíticos más o menos desarrollados. En la fig. 8 se puede ver dos casos característicos de estos ciclos y su interpretación sedimentológica. Dentro del esquema de unidades de la fig. 6, es el tramo 10 uno de los que mayor representación en estos ciclos evaporíticos presenta, como bien puede verse en los cortes de Lodosa y de Alcanadre-Arrúbal (fig. 9). Los ciclos han sido descritos previamente en Ortí y Salvany (1986).

La edad de esta unidad resulta, al igual que las otras anteriores, de difícil precisión debido a la falta de registro fósil adecuado. Se le atribuye una edad Chatiense-Aquitaniense inferior, dándose el tránsito Oligoceno-Mioceno posiblemente en la base del último tramo yesífero (nº 11) (según RIBA, 1964; CRUSAFONT et al., 1966).

Intercalaciones glauberíticas. En la zona de Alcanadre-Arrúbal (fig. 10) operaciones mineras realizadas hasta hace pocos años explotaron varios horizontes glauberíticos intercalados entre el potente tramo yesífero superior de la Fm. Yesos de Lerín (nº 11 de la fig. 6), como ya se ha dicho. La fig. 11 (y también la 7a, aunque muy parcialmente) muestra el corte

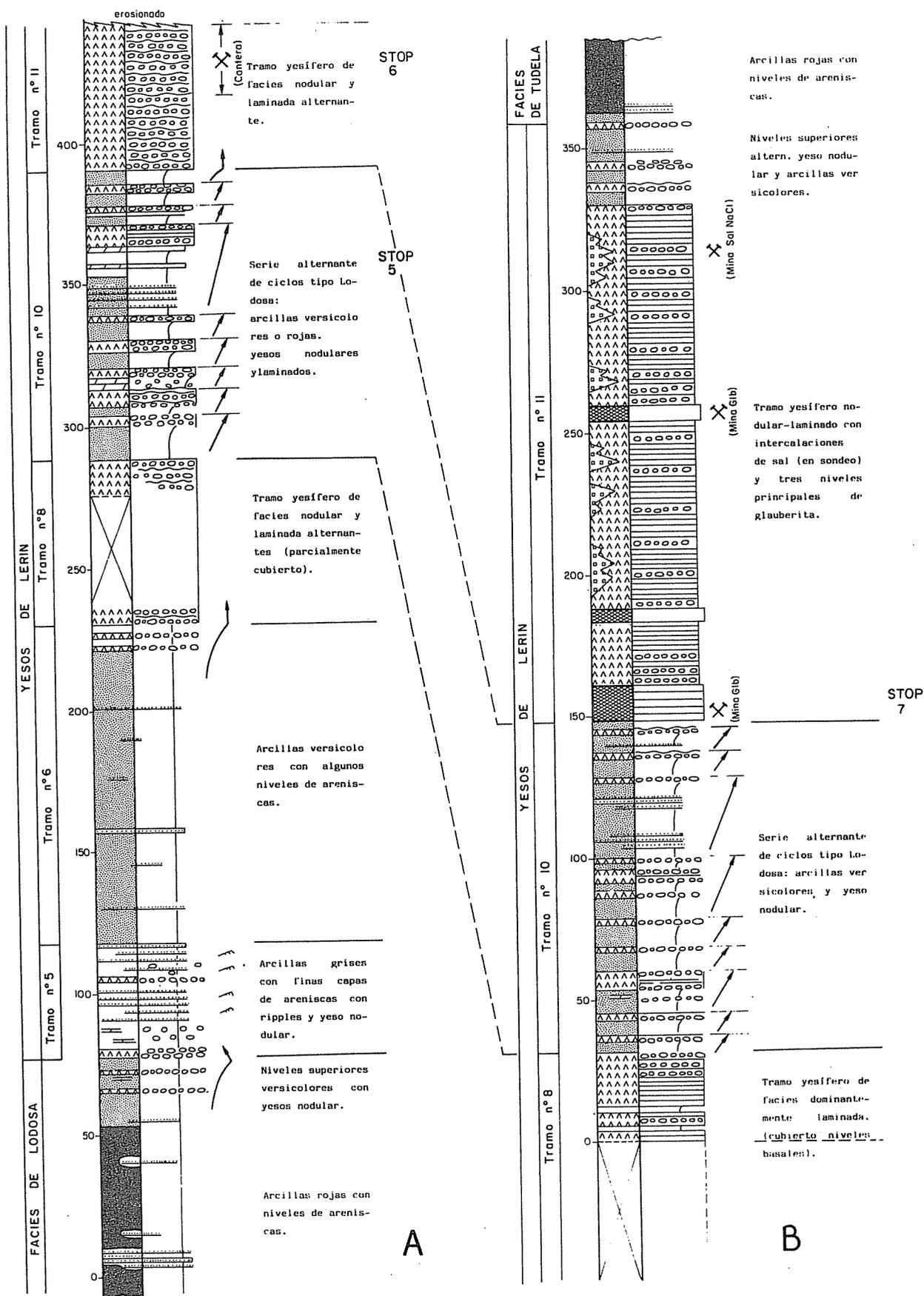
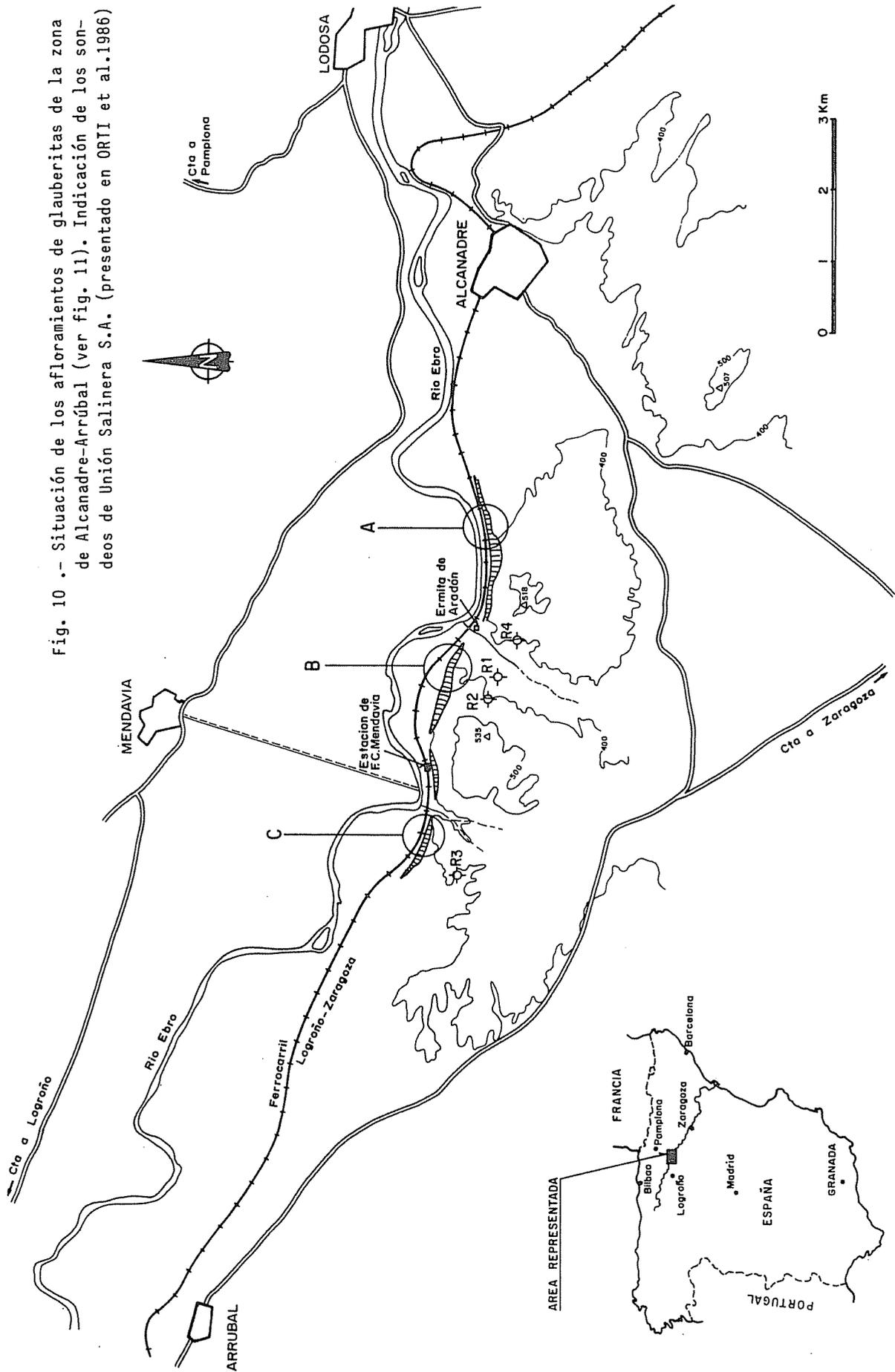


Fig. 9.- Columnas estratigráficas de detalle de la Fm. Yesos de Lerín. A) en Lodosa. B) en la ermita de la Virgen de Aradón (Alcanadre-Arrúbal)

Fig. 10 .- Situación de los afloramientos de glauberitas de la zona de Alcanadre-Arrúbal (ver fig. 11). Indicación de los sondeos de Unión Salinera S.A. (presentado en ORTI et al.1986)



ERMITA DE ARADON SECTION

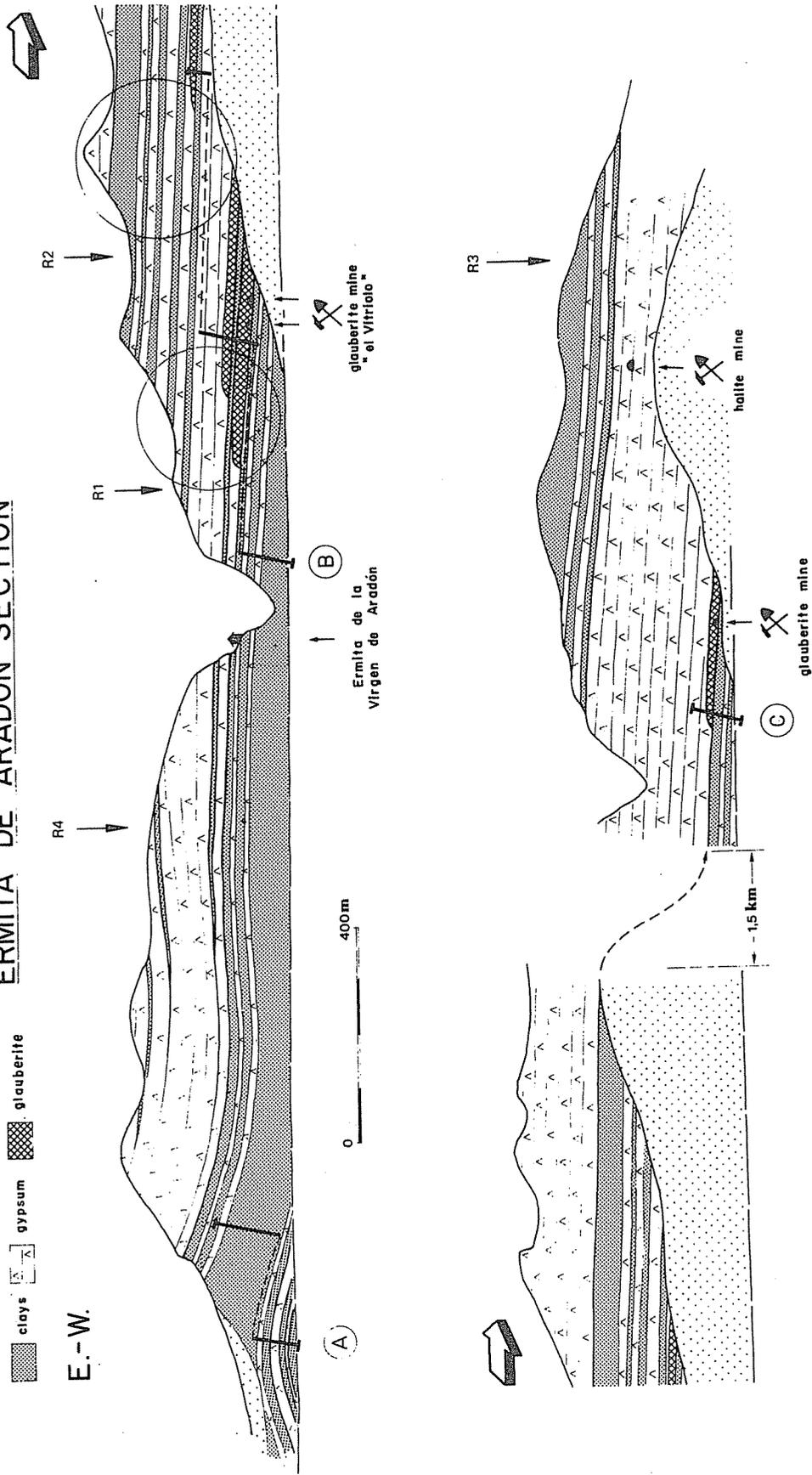


Fig. 11.- Perfil panorámico del corte del río Ebro en la zona de glauberitas de Alcanadre-Arrúbal, con indicación de las minas abandonadas (presentado en ORTI et al., 1986) . El corte ha sido fragmentado en dos mitades , a fin de evitar una reducción excesiva.

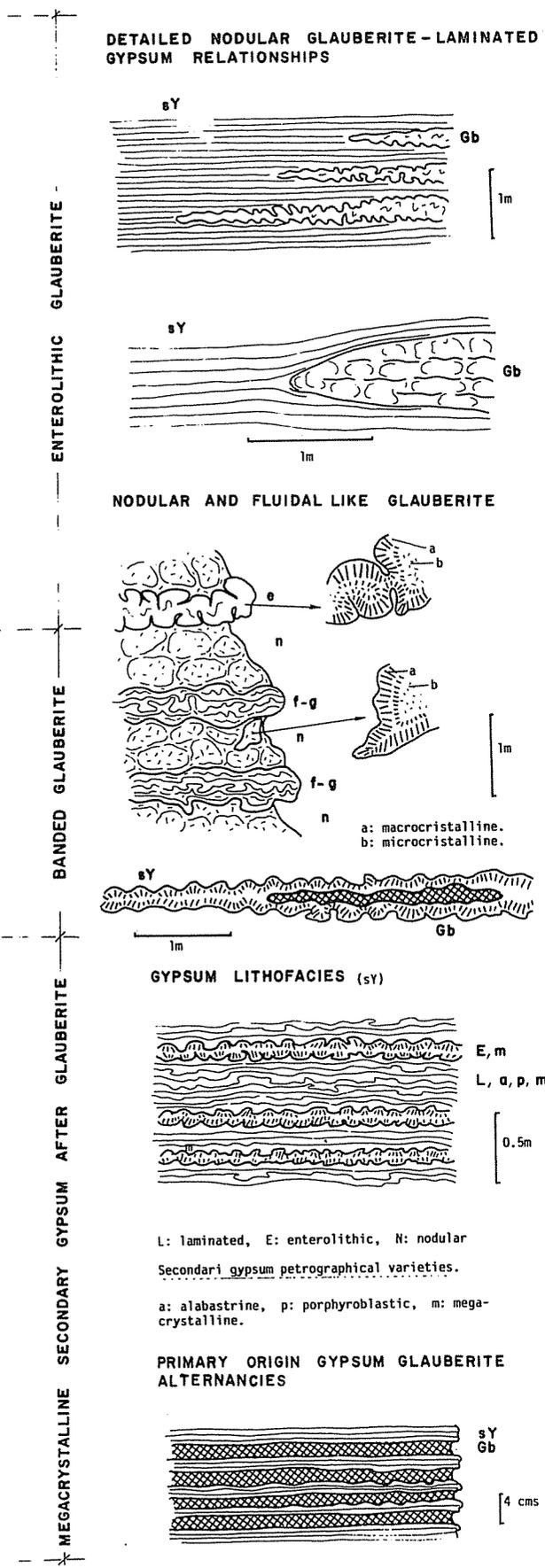


Fig. 12 .- Detalles de las litofacies de las glauberitas de la zona de Alcanadre-Arrúbal (presentado en ORTI et al., 1986).

del río Ebro y la posición en él de los dos grupos de minas principales, uno de ellos junto a la ermita de Aradón, cerca de Alcanadre, y el otro más hacia el W, hacia Arrúbal. Las figs. 8 y 9 han mostrado aspectos de los ciclos evaporíticos (detrítico-químicos) en la Fm. Lerín.

Cada ciclo detrítico-químico es una secuencia evaporítica progresivamente más concentrada hacia el techo, del tipo salina, que cuando está bien desarrollada muestra superiormente las facies de yesos laminados (término e de la fig. 8), mientras que cuando sólo está pobremente desarrollada presenta horizontes nodulares sobre las lutitas y areniscas. En la zona de Alcanadre-Arrúbal los términos sulfatados de estos ciclos alcanzan potencias entre 15 y 70 m, y las capas de glauberita suelen presentarse hacia la base del tramo yesífero de cada ciclo, o incluso dentro del tramo lutítico basal. Obsérvese sobre la fig. 11 el progresivo desplazamiento hacia el W de estas intercalaciones de glauberita, hecho que ya se ha insinuado en la fig. 6.

Las capas glauberíticas alcanzan potencias individuales de algunos cm a unos pocos m. La sal es conocida en mina y en sondeo acompañando a la glauberita y al ye-

so/anhidrita. Las principales litofacies de la glauberita son propias de desarrollo intrasedimentario: nodular y enterolítica, siendo abundantes las estructuras fluidales. Más raramente presenta litofacies bandeadas (fig. 12). Son también frecuentes las litofacies masivas de grano fino así como la macrocristalina de crecimiento intersticial (ORTI *et al.*, 1986). Como es el caso para otros minerales sulfatados de la Fm. Lerín, la glauberita se generó en ambientes someros del tipo "complejo de playa-lake", de un modo repetitivo. Los estadios de salina (lago) de diferentes concentraciones dieron lugar a litofacies laminadas o bandeadas de yeso, glauberita y halita. Los estadios de sabkha (playa) dieron lugar a litofacies nodulares o enterolíticas e intersticiales y fluidales de yeso, anhidrita y glauberita. Similares litofacies y alternancias de halita-glauberita-anhidrita (yeso) fueron descritas (ORTI *et al.*, 1979) en la cuenca del Tajo (Mina de El Castellar, y sondeos).

3.4. YESOS DE MONTEAGUDO

Por encima del último tramo yesífero de la Fm. Lerín se extienden las potentes series arcillosas del Mioceno (facies de Tudela). Estos materiales pueden verse muy bien en la región de las Bârdenas, donde constituyen un característico paisaje, aunque también afloran en diferentes zonas de Navarra y La Rioja. Representan el desarrollo de extensas llanuras lutíticas que hacia los bordes de cuenca pasan lateralmente a materiales detríticos más groseros (abanicos aluviales). En algunos puntos del S de Navarra se pone de manifiesto una discordancia entre las facies de Tudela y los Yesos de Lerín, mientras que en otros casos ambas series son perfectamente concordantes. Este hecho pone de manifiesto el inicio de las principales estructuras anticlinales ya desde comienzos del Mioceno, condicionando discordancias progresivas en los puntos de mayor actividad tectónica. El origen de estos plegamientos estaría sin duda favorecido por el desarrollo de los fenómenos diapíricos de las potentes series de los Yesos de Falces, al S, y de Puente la Reina, más al N. La fase de diapirismo parece haberse prolongado hasta la actualidad, como se pone de manifiesto en diferentes puntos donde las terrazas y otros materiales cuaternarios se presentan deformados por la tectónica reciente.

Dentro del contexto aluvial que representa la sedimentación miocénica, se desarrolla, no obstante, un nuevo ciclo evaporítico en el borde meridional de la cuenca navarro-riojana. Se trata de la Fm. Yesos de Monteagudo, que aflora discordantemente en diferentes puntos al S de Navarra (Ablitas, Buñuel, Monteagudo) y en La Rioja (Autol, Ribaflecha). En el primer caso se intercalan entre las facies arcillosas de Tudela, mientras que en la zona riojana están claramente estratificados entre los conglomerados de borde de cuenca (Fm. Fitero).

En Ablitas esta unidad presenta una potencia no superior a los 15 m, aunque en otros puntos puede presentar diferentes

los tipos alabastrino o megacrystalino. Los carbonatos del techo presentan contacto mecánico o erosivo con las capas de sulfatos. A su vez, los yesos intercalan niveles carbonatados discontinuos, más o menos laminados. Con frecuencia la bioturbación principal que exhiben los yesos parte de las intercalaciones carbonatadas, desde donde profundiza en aquellos. La bioturbación yesífera puede estar selectivamente más enriquecida en carbonato o incluso en chert, que el resto de la capa.

En Ablitas domina ampliamente el yeso primario, mientras que en otros puntos de esta unidad lo hace el yeso secundario, alternando entonces formaciones completamente nodulares (utilizadas para la industria ornamental de los alabastros), frecuentemente columnares, con otras verdosas ricas en lutitas pero también de yeso secundario. En la base de estas secciones integradas por yeso secundario es frecuente encontrar pseudomorfos de rosas del desierto. La distribución geográfica de las facies evaporíticas en esta unidad aún no está perfectamente conocida, aunque en algunos puntos los ambientes fueron predominantemente subaéreos (sabkhas con anhidrita nodular) y en otros intermitentemente subacuático-subaéreos (yesos primarios con bioturbación abundante y estadios carbonatados).

4. LAS LAGUNAS ENDORREICAS DE LOS MONEGROS

4.1. EL MEDIO FISICO

En las comarcas de Los Monegros y del Bajo Aragón y extendiéndose de Norte a Sur entre las poblaciones de Bujaraloz y Calanda, hay un conjunto de lagunas endorreicas algunas de ellas activas desde el punto de vista evaporítico. Estas lagunas están situadas entre 300 y 410 m de altitud y tienen superficies comprendidas entre 7 Ha (Pez) y 258 Ha (La Playa). En general son de tipo playa y presentan encharcamientos temporales de salmueras.

En la zona de Sástago-Bujaraloz-Candasnos las lagunas están situadas sobre el miembro Bujaraloz (Fm. Alcubierre) de edad miocena y constituido por margas, calizas y yesos. En la zona de Alcañiz-Calanda se emplazan sobre la Fm. Caspe, oligocena en su parte inferior y miocena en la superior, formada por materiales detríticos con intercalaciones de yesos y calizas. La disposición horizontal de estos materiales favorece el estancamiento de las aguas y una red de diaclasas la disolución en profundidad de sales solubles. La salinidad de las aguas proviene por lo tanto del reciclaje de evaporitas terciarias, siendo los niveles arcillosos intercalados en el sustrato los que constituyen el fondo impermeable de las lagunas.

EN la zona de Bujaraloz-Sástago las depresiones lagunares se han formado por disolución de niveles evaporíticos miocenos (QUIRANTES, 1965). En la zona de Alcañiz-Calanda una red de paleocanales que han formado relieves invertidos delimita

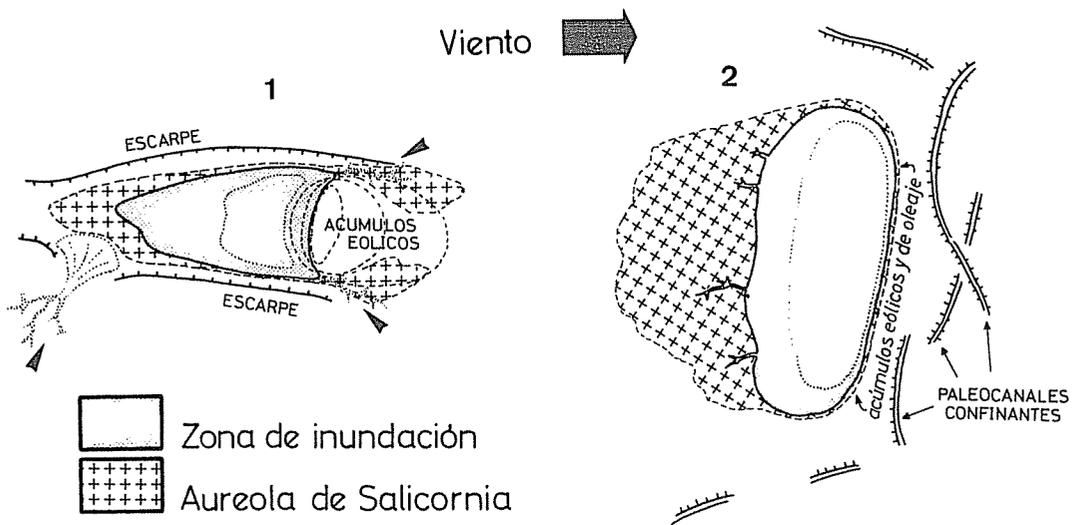


Fig. 14.- Modelos de las lagunas del área estudiada. El esquema 1 corresponde a una laguna tipo de la zona de Bujaraloz-Sástago. Está situada en una depresión, limitada por escarpes condicionados por la fracturación, en la que desembocan pequeñas corrientes efímeras. La zona de inundación generalmente es asimétrica debido a pequeñas elevaciones situadas a sotavento formadas por la acción combinada del viento y del oleaje. El esquema 2 representa una laguna del área de Alcañiz-Calanda. La asimetría de las zonas de salicornia y de encharcamiento es debida al viento dominante. El aislamiento de las salmueras se origina por la existencia de paleocanales que delimitan zonas sin drenaje exterior (PUEYO MUR, 1978-79).

cuencas sin drenaje exterior que causan el confinamiento de las salmueras (IBAÑEZ, 1973, 1975). En ambos casos la deflación juega un papel importante en la excavación de las depresiones. Muchas de las lagunas presentan una asimetría que viene condicionada por el sentido del viento dominante (Cierzo, que sopla del NW) y en muchos casos la máxima anchura se encuentra en el extremo SE o cerca del mismo (Fig. 14).

Además de los factores litológicos y estructurales citados, la génesis está condicionada por factores climáticos. En este área las precipitaciones són muy escasas (350 mm anuales de promedio) por efecto de sombra pluviométrica de los Pirineos y de la Cordillera Ibérica y por el viento seco del NW. El comportamiento de las lagunas varía estacionalmente condicionado por el viento, la pluviosidad y la insolación. El agua superficial puede faltar durante muchos meses al año e incluso durante varios años en épocas de sequía.

4.2. PRINCIPALES ASPECTOS BIOLÓGICOS

El contenido orgánico de las lagunas está controlado por:

a) El desarrollo de tapices de cianobacterias (*Microcoleus* sp.) que se forman cuando la acumulación de agua es importante y pueden ocupar todo el fondo lagunar o quedar restringidos a charcas periféricas. Su espesor es milimétrico (3 o 4 mm máximo) y en ocasiones debajo de ellos hay una capa sapropélica de algunos centímetros de grosor, negra, maloliente,

carente de estructura y con fuerte actividad bacteriana.

b) La vegetación halófila periférica compuesta por Salicornia, Suaeda, etc. pertenecientes a la asociación SUAEDETUM brevifoliae que se distribuyen en aureolas entorno a la zona de inundación de las lagunas.

c) Los organismos que viven en las aguas de las lagunas entre los que se encuentran diversos tipos de crustáceos (Artemia salina, Branchinecta media, Arctodiaptomus salinus, Eucypris aragonica) protozoos (Fabrea salina) y algas flageladas (Dunaliella, Peridinium).

d) Los organismos que viven en el tapiz algal retrabajándolo y, en general, en el fondo seco de las lagunas, como sucede con diversos tipos de coleópteros (Cicindella, Syrdenus grayi, Bledius furcatus).

e) Los productos de dichos organismos (huevos, pellets fecales de crustáceos, cistes de protozoos) así como los materiales orgánicos que caen al agua de las lagunas arrastrados por el viento y el agua de arroyada (PUEYO, 1978-79).

4.3. EVOLUCION DE LAS SALMUERAS

Las *salmueras superficiales* de las lagunas corresponden al tipo $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - (\text{Mg}^{++})$ con ligeras desviaciones condicionadas por la naturaleza del sustrato (PUEYO, 1978-79). Sufren fuertes oscilaciones estacionales en su concentración salina debido al régimen de "playa-lake" que causa importantes variaciones en el volumen de agua superficial.

La evolución de las salmueras consta de dos partes: Un aumento progresivo en la concentración debido a evaporación y una disminución relativa en la concentración de determinados elementos químicos producida por su separación del sistema via precipitación, acción bacteriana, adsorción coloidal, etc. (fig. 15).

Los principales procesos de precipitación que se producen en estas salmueras son:

- 1) Precipitación de carbonatos en pequeñas proporciones, hecho que empobrece las salmueras en HCO_3^- y CO_3^{2-} , si bien debe tenerse en cuenta que las aguas que llegan a las lagunas ya presentan un enriquecimiento selectivo en determinados iones presentes en el sustrato rico en evaporitas.
- 2) Precipitación de yeso lenticular, que conduce a un fuerte empobrecimiento en calcio (1500 ppm inmediatamente antes de la precipitación del yeso y 100 en el momento de la precipitación de la halita).
- 3) Precipitación de sales solubles como mirabilita, halita y bloedita (astrakhanita) que producen fuertes variaciones relativas en la concentración de los iones. Dichas sales quedan separadas del sistema solamente durante la estación seca y vuelven a reciclarse en el período húmedo subsiguiente, aunque de modo parcial ya que los precipitados de granulometría fina (thenardita, materiales eflorescentes) pueden ser arras-

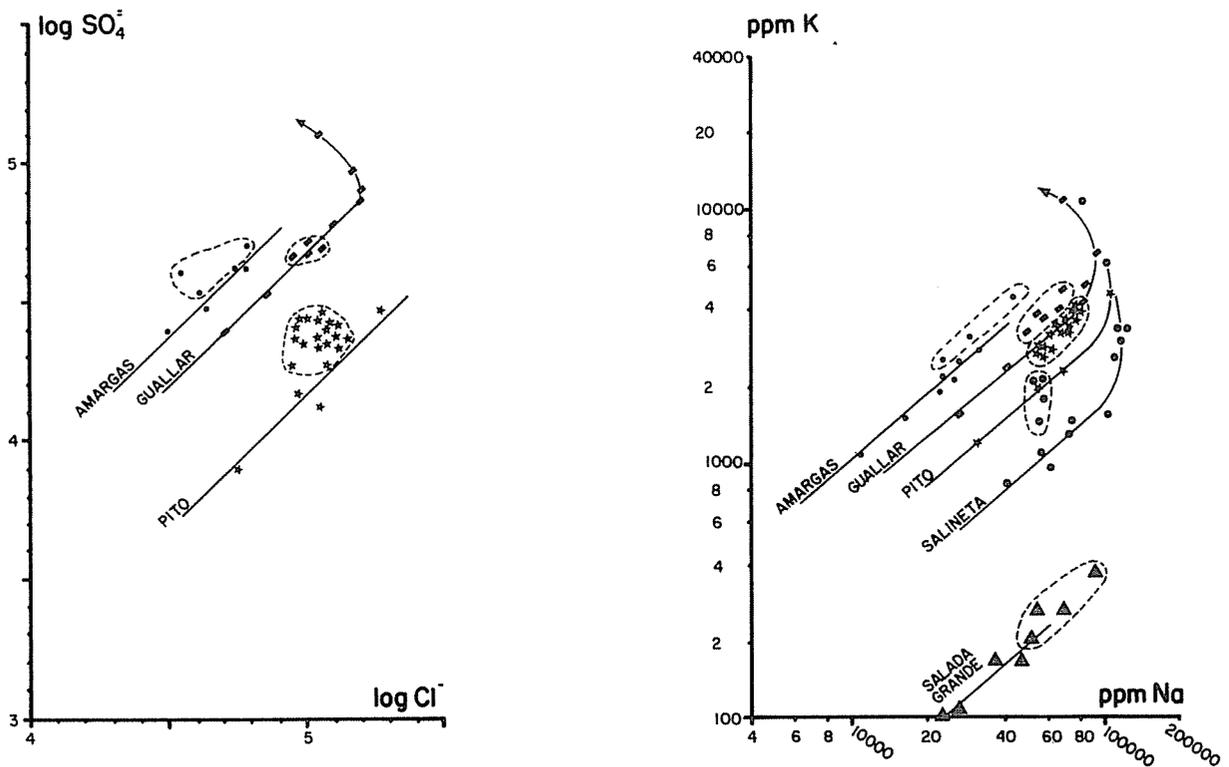


Fig. 15 .- Relaciones entre la composición de las salmueras superficiales e intersticiales (rodeadas por una línea discontinua), su dispersión y evolución estacional. Las muestras de sedimento, a partir de las que se han extraído las salmueras por compresión, se han recogido entre 20 y 40 cm. de profundidad. (Adaptado de PUEYO e INGLES, 1986)

trados por el viento fuera del ámbito de la laguna. Debe tenerse pues, en cuenta el hecho de que las lagunas no son sistemas totalmente cerrados.

La porosidad del sustrato lagunar está ocupado por una *salmuera intersticial* que se acumula preferentemente en la zona centro-este ("salt pan" efímero) de la laguna y en el extremo oeste, relacionada en este caso con la abundancia de materiales arcillosos en dicha zona. Cuando esta salmuera aflora en superficie, las lagunas tienen agua libre y pueden establecerse los procesos de precipitación evaporítica superficial antes mencionados, inducidos por efecto del viento y la insolación.

La salmuera intersticial, extraída para su análisis por lixiviación y compresión, tiene una composición química análoga a la superficial y su concentración aumenta de sotavento a barlovento (Fig. 16b) y hacia la superficie de las lagunas (PUEYO e INGLES, 1986). Este aumento de salinidad en la parte más superficial del sedimento pone de manifiesto el proceso de bombeo capilar que durante las épocas de desecación lleva la salmuera intersticial a la superficie a través de la zona vadosa.

A partir de la salmuera intersticial precipita yeso len-

ticular (y en pequeña proporción, nodular) mientras que en superficie se forman eflorescencias de hálita, thenardita y bloedita. Entre la salmuera intersticial y los carbonatos y arcillas del sedimento se producen diversas reacciones diagenéticas.

4.4. COMPOSICION DEL SUSTRATO LAGUNAR

El sustrato cuaternario de colmatación de las depresiones lagunares está formado por materiales detríticos y evaporíticos (PUEYO e INGLÉS, 1985).

Los *materiales detríticos* proceden del entorno inmediato (pocos kilómetros como máximo) de las playas, y se sitúan en la zona de inundación según una disposición granodecreciente desde los bordes hasta la zona central de la laguna. Esta disposición se observa mejor en el extremo oeste (zona de barlovento) de las lagunas, dado su carácter asimétrico, y al hecho de que los principales aportes de agua y detríticos se realizan por esta parte, debido a razones morfológicas. Están compuestos por carbonatos, arcillas y cuarzo dependiendo de la composición del sustrato terciario. En general, el material detrítico se concentra en los bordes norte y sur y, especialmente, hacia el extremo oeste de las playas (Fig. 16a).

La fracción carbonatada está constituida por calcita, dolomita y magnesita. La calcita, generalmente de origen detrítico, es el carbonato dominante en superficie, acompañado de pequeñas cantidades de dolomita, mientras que en profundidad aumenta el contenido de dolomita y puede aparecer magnesita. A estos carbonatos magnésicos se les atribuye un origen diagenético. La magnesita tiene una distribución semejante al yeso y llega a constituir el 50% de la fracción insoluble (carbonatos + cuarzo + arcillas) en la zona de "salt pan" de algunas lagunas de la zona de Bujaraloz-Sástago. Dicho mineral es inexistente en las lagunas de Alcañiz-Calanda.

El cuarzo y los minerales de las arcillas tienen una distribución semejante a la calcita. La mineralogía de la fracción arcilla está constituida por illita, clorita, caolinita

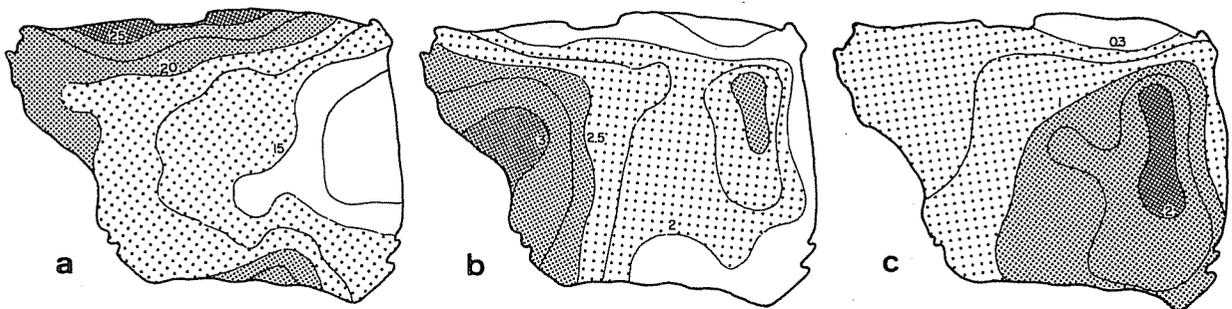


Fig. 16 .- Mapas de distribución de la playa del Pito : a) carbonato total expresado en porcentaje sobre el residuo insoluble detrítico (carbonatos + siliciclásticos), b) salmueras intersticiales expresadas en porcentaje sobre sedimento seco , c) relación magnesita/dolomita (PUEYO e INGLÉS ,1986)

y esmectita dependiendo la presencia y abundancia de los minerales de la composición del sustrato terciario. Acompañando a estos minerales se encuentran interestratificados de tipo mica-esmectita y arcillas fibrosas. Las lagunas de la zona de Alcañiz-Calanda se diferencian de las de Bujaraloz-Sástago por su escaso contenido en esmectita, su mayor contenido en caolinita y la ausencia de minerales fibrosos mostrando, además, un mayor contenido arcilloso a expensas de un menor contenido evaporítico.

Los *materiales evaporíticos* se forman por precipitación intersticial, eflorescente, o a partir del agua libre de las lagunas. En superficie precipita halita, yeso, mirabilita-thenardita y bloedita pero únicamente el yeso, de morfología lenticular y tamaño milimétrico, pasa al registro sedimentario. Los otros minerales evaporíticos son disueltos estacionalmente durante los períodos húmedos. El yeso se encuentra en la zona de inundación y se concentra fuertemente hacia la parte de sotavento donde el encharcamiento es más probable y donde se produce el grueso de la precipitación evaporítica.

La precipitación evaporítica superficial observada en las playas tiene dos orígenes: precipitación directa a partir de la salmuera superficial y formación de costras afloroscen-tes originadas a partir de la salmuera intersticial llevada a la superficie por bombeo capilar (PUEYO, 1978-79).

La cristalización en el agua libre de las lagunas sucede durante los períodos de retracción de la salmuera, entre las épocas lluviosas (primavera y otoño). Durante el verano precipita la secuencia (carbonatos)-yeso-halita en forma de aureolas concéntricas donde el yeso ocupa una extensión mayor y la halita queda restringida a la zona central debido a la progresiva retracción de la salmuera. En invierno cristaliza sulfato sódico en forma de mirabilita, que se dispone en aureolas alrededor de las salmueras. La mirabilita es estable a baja temperatura; por encima de los 32°C pierde moléculas de agua y se transforma en thenardita.

Las cristalizaciones eflorescentes se forman a partir de la salmuera intersticial llevada hasta la superficie por bombeo capilar. Se pueden desarrollar en aureolas periféricas a la zona de inundación lagunar, por encima del nivel del agua o también invadiendo todo el fondo de la laguna cuando no hay salmuera superficial. La precipitación superficial y la eflorescente pueden ser simultáneas de modo que mientras en la zona de "salt pan" hay agua libre a partir de la cual se produce precipitación evaporítica, periféricamente pueden estar formándose aureolas eflorescentes. Los principales minerales eflorescentes son la bloedita, la thenardita y la halita y, combinados con otros tipos de cristalizaciones y retrabajados, pueden llegar a formar costras de varios centímetros de espesor.

4.5. PROCESOS DIAGENETICOS

En las lagunas estudiadas además de las fases consideradas como primarias hay otras que se originan posteriormente,

ya sea simultáneamente a la sedimentación o bien a una cierta profundidad dentro del sedimento lagunar (PUEYO e INGLÉS, 1986).

Entre los procesos sinsedimentarios tenemos la transformación de mirabilita en thenardita por deshidratación, ya descrita, y la transformación de yeso en glauberita. Este último proceso se ha observado en algunas lagunas y es poco importante cuantitativamente. La glauberita formada es submilimétrica y se produce por interacción del yeso con salmuera fuertemente concentrada en sodio, reacción favorecida por la elevada temperatura (PUEYO, 1980).

Los procesos intersticiales más importantes son:

a) Precipitación de yeso: el yeso precipita en las lagunas tanto superficial como intersticialmente. Habitualmente lo hace en forma de cristales lenticulares milimétricos y, esporádicamente, como agregados nodulares de tamaño milimétrico a centimétrico.

b) Formación de carbonatos magnésicos (dolomita y magnesita): las mayores cantidades de dolomita se encuentran en las zonas marginales de las lagunas, en áreas donde es frecuente la mezcla de aguas dulce e hipersalinas que favorece el proceso de dolomitización. La magnesita se concentra en la zona de "salt pan" efímero (Fig. 16c) siguiendo aproximadamente la distribución del yeso. Su origen se atribuye a precipitación intersticial por debajo del nivel freático. Esta idea se apoya en la práctica ausencia de magnesita en superficie y en su morfología cristalina, subhedral, que desplaza el fango en su crecimiento.

c) Formación de minerales arcillosos: la fracción arcilla de los fondos lagunares es esencialmente detrítica y su composición mineralógica depende de los materiales del entorno. Sin embargo las arcillas fibrosas se hallan únicamente en la zona de inundación lagunar en donde la elevada concentración en magnesio y pH básico de la salmuera permite considerar la posibilidad de una precipitación directa. En zonas periféricas, con menor salinidad debido a la entrada de aguas de arroyada, se ha observado la transformación de minerales planares en fibrosos.

No se han detectado ni magnesita ni arcillas fibrosas en las playas de Alcañiz-Calanda, hecho que está en relación con la composición menos magnésica de las salmueras.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHURTON, R.S. (1973): Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. Sedimentology, 20:145-160.
- 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, 297 p.
- BRINKMANN, R. y LOGTERS, H. (1968): Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. In: J. BRAUNSTEIN & G.D. O'BRIEN (Edts), Diapirism and diapirs, A.A.P.G. Memoir nº 8, 275-292.
- BUSSON, G. (1978): L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. In: Livre Jubilaire Jacques Flandrin. Doc.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon, mém. h.s., 4:87-112.
- BUSSON, G. (1979): "Le géant salifère" messinien du domaine méditerranéen: interprétations génétiques et implications paléogéographiques. In: 7th Inter.Cong.Medit. Neogene (Athènes, 1979). Ann.Géol.Pays héllen., (h.s.), 1:227-238.
- BUSSON, G. (1980): Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique: comment elles se creusent, comment elles se remplissent. Bull.Cent.Rech.Explor.-Prod Elf-Aquitaine, 4:557-588.
- CASTIELLA, J., SOLE, J. y DEL VALLE, J. (1978): Memoria Explicativa de la Hoja 1:200.000, Mapa Geológico de Navarra. Servicio Geológico, Diputación Foral de Navarra (inédito).
- CRUSAFONT, M., TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966): Contribución al estudio de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja. Not. y Com. I.G.M.E., 90:53-76.
- DELLWIG, L.F. (1955): Origin of the Salina Salt of Michigan. J.Sed.Petrol., 25:83-110.
- GARCIA SIÑERIZ, J. (1943): La cuenca potásica subpirenaica. C.S.I.C. Primera Reunión del Patronato de la Estación de Estudios Pirenaicos, Agosto 1943, p.37-52.
- GEISLER, D. (1979): Problèmes posés par la géochimie du brome dans le niveaux salifères du Keuper inférieur lorrain. Sciences de la Terre, XXIII:(2)-23-(2)-38.
- IBAÑEZ, M.J. (1973): Contribución al estudio del endorreismo de la Depresión del Ebro: el foco endorreico al W y SW de Alcañiz (Teruel). Geographica, 20:21-32.
- IBAÑEZ, M.J. (1975): El endorreismo del sector central de la Depresión del Ebro. Cuadernos Inv.Geogr. e Historia.
- ORTI, F., PUEYO, J.J. y SAN MIGUEL, A. (1979): Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la Cuenca del Tajo). Bol.Geol.Min., 94:347-373.
- ORTI CABO, F., ROSELL ORTIZ, L. y PUEYO MUR, J.J. (1984): Cuenca evaporítica (potásica) surpirenaica del Eoceno superior. Aportaciones para una interpretación deposicional. Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publicaciones de Geología, nº 20, Universitat Autònoma de Barcelona, p.209-231.
- ORTI CABO, F., PUEYO MUR, J.J. y ROSELL ORTIZ, L. (1985): La halite du bassin potassique sud-pyrénéen (Eocène supérieur, Espagne). Bull.Soc.Geol.France, t.I, nº 6:863-872.
- ORTI, F., SALVANY, J.Mª, QUADRAS, M. y PUEYO, J.J. (1986): Glauberite growths in playa-lake environments (Tertiary of the Ebro Basin, Alcanadre-Arrúbal zone). II Inter.Symp.on Crystal Growth Processes in Sedim.Envir., Granada, 16-22 Marzo 1986. Resumen (presentación como póster), p.142-143.
- ORTI, F. y SALVANY, J.Mª (1986): Evaporitic cycles in the continental Tertiary of Navarra (Ebro Basin, Spain). VII European Regional Meeting I.A.S., Krakow, 23-25 Mayo 1986. Resumen.

- PUEYO MUR, J.J. (1975): Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 351 p.
- PUEYO MUR, J.J. (1978-79): La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provincias de Zaragoza y Teruel). Rev. Inst.Inv.Geol.Dip.Prov.Barcelona, 33:5-56.
- PUEYO MUR, J.J. (1980): Procesos diagenéticos observados en las lagunas tipo playa de la zona de Bujaraloz-Alcañiz (provincias de Zaragoza y Teruel). Rev.Inst.Inv.Geol.Dip.Prov. Barcelona, 34:195-207.
- PUEYO MUR, J.J. y INGLES URPINELL, M. (1986): Substrate mineralogy, interstitial brine composition and diagenetic processes in the playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragón (Spain). Abstract of the International Symposium on Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation. Granada, 1986, pp.209-210.
- PUEYO MUR, J.J. y INGLES URPINELL, M. (1986): Substrate mineralogy, interstitial brine composition and diagenetic processes in the playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragón (Spain). Proceedings of the International Symposium of Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation. Granada (en prensa).
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975): La Sedimentación Molásica en la Cuenca de Jaca. C.S.I.C. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, Núm. 104. Número Extraord. de la Rev. Pirineos.
- QUIRANTES, J. (1965): Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago. Geographica, 12:30-40.
- RIBA, O. (1964): Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. Aport. al XX Congreso Geogr.Inter.Londres, p.127-138. Madrid.
- ROJAS, B., FERNANDEZ VARGAS, E. y LATORRE, F. (1973): Investigación de la Reserva de Potasas subpirenaicas. Enadimsa.
- ROSELL ORTIZ, L. (1983): Estudi petrològic, sedimentològic i geoquímic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 321p.
- ROSELL ORTIZ, L. y ORTI CABO, F. (1980): Presencia de analcima y observaciones diagenéticas en la anhidrita basal de la cuenca potásica de Navarra (Eoceno superior, cuenca del Ebro, España). Rev.Inst.Inv.Geol.Dip.Barcelona, 34:223-235.
- ROSELL ORTIZ, L. y ORTI CABO, 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.
- ROSELL ORTIZ, L. y PUEYO MUR, J.J. (1984): Características geoquímicas de la formación de sales potásicas de Navarra (Eoceno superior). Comparación con la cuenca potásica catalana. Acta Geol.Hispánica, 19:81-95.
- SCHMALZ, R.F. (1969): Deep-water evaporite deposition: a genetic model. A.A.P.G. Bull., 53: 798-823.
- SCHLICHTA, P.J. (1968): Growth, deformation, and defect structure of salt crystals. in: R.B MATTOX (edt.), Saline Deposits, Geol.Soc.Am.Spec.Paper, 88:597-617.
- SOLE, J. (1972): Formación de Mués, litofacies y procesos sedimentarios. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 46 p.

PARTE II

DESCRIPCION DE LAS PARADAS

PARADA 1

Localización: Mina de Potasas de Subiza S.A., en la localidad del mismo nombre.

Objetivo: Estudio de las litofacies de la formación potásica del Eoceno superior, en las cortes de las galerías de mina.

PARADA 2

Localización: Carretera de Pamplona a Puente la Reina, cerca de Astrain.

Objetivo: Estudio de las margas de techo de la formación potásica y de las Areniscas de Galar (Fm. Guendulain) en el corte de la carretera.

PARADA 3

Localización: Factoría Yesos de Pamplona S.A., carretera de Pamplona a Estella, en las cercanías de Mañeru.

Objetivo: Estudio de los yesos diapirizados de la Fm. Yesos de Puente la Reina, del Oligoceno, en el anticlinal de Añorbe, cerca del río Arga.

Observaciones: Litofacies laminadas y masivas, acompañadas de dolomías y arcillas.

PARADA 4

Localización: Carretera de Estella a Los Arcos, cerca de Ayegui.

Objetivo: Estudio del diapiro triásico de Estella.

Observaciones: Yesos laminados y porfiroblásticos del Keuper (?), englobando dolomías negras, bloques ofíticos e intercalaciones arcillosas.

PARADA 5

Localización: Escarpe de la población de Lodosa, zona del depósito de aguas.

Objetivo: Corte stratigráfico de la Fm. Yesos de Lerín, del Oligoceno-Mioceno (véase fig. 9).

Observaciones: Ciclos químico-detriticos del tipo de la figura 8 (izquierda), con término carbonatado central.

PARADA 6

Localización: Cantera de Lodosa.

Objetivo: Estudio del término sulfatado del ciclo más superior de la Fm. Yesos de Lerín.

Observaciones: Alternancia entre litofacies laminadas (onduladas) y nodulosas, en yesos secundarios tanto alabastrinos como megacristalinos.

PARADA 7

Localización: Mina "El Vitriolo", cerca de la ermita de la Virgen de Aradón.

Objetivos: Estudio de las capas de glauberita de la zona de Alcanadre-Arrúbal.

Observaciones: Litofacies nodulares y estructuras fluidales de la glauberita (figs. 9, 10, 11 y 12).

PARADA 8

Localización: Falces

Objetivo: Estudio de la Fm. Yesos de Falces, del Oligoceno, en el núcleo diapírico del anticlinal del mismo nombre (ver corte A-A', fig. 7).

PARADA 9

Localización: Canteras de Ablitas, en la localidad del mismo nombre.

Objetivo: Estudio de la Fm. Yesos de Monteagudo (Mioceno)

Observaciones: Bioturbación de los yesos, nódulos de chert, nódulos de alabastro.

PARADA 10

Localización: Carretera de Alagón a Remolinos.

Objetivo: Estudio de las minas de sal abandonadas de la Fm. Yesos de Zaragoza (Mioceno), en el escarpe de la carretera.

Observaciones: Halita bandeada, anhidrita nodular y yesos secundarios nodulares.

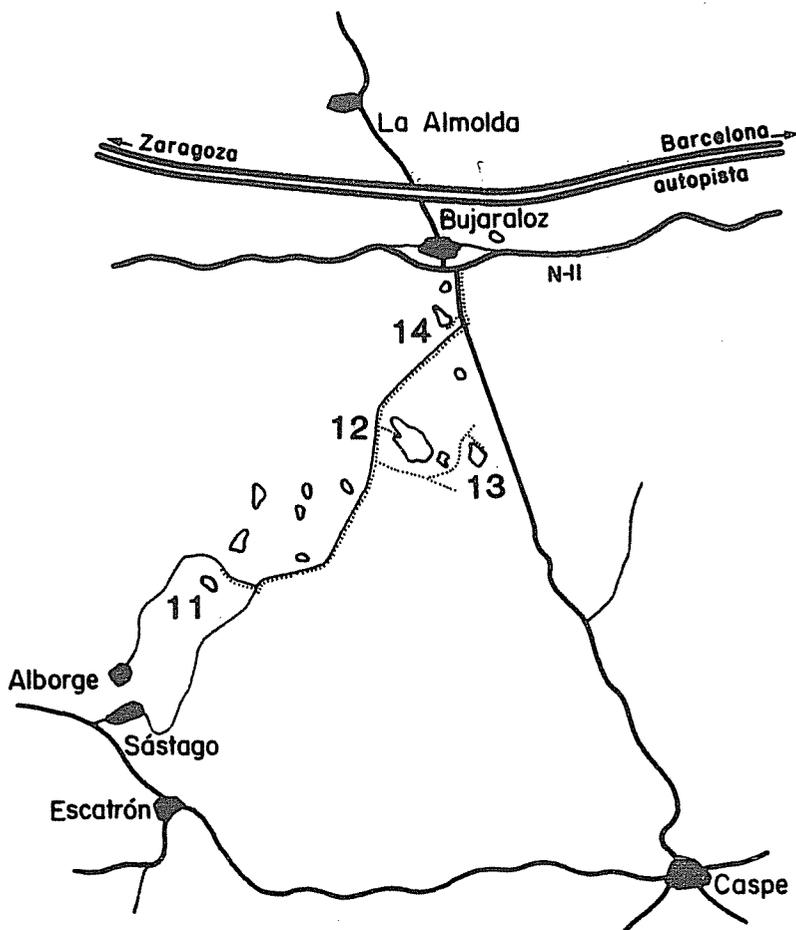


Fig. 17 .- Localización de las principales lagunas en la zona de Bujaraloz-Sástago.
 11: Laguna de Rebollón. 12: Laguna de la Playa. 13: Laguna de Pito. 14: Laguna de La Salineta. Los números se refieren a las paradas correspondientes.

PARADA 11

Localización: Por el desvío a Alborge, a 2,5 Km de la carretera de Bujaraloz a Sástago.

Objetivo: Panorámica de la playa de Rebollón.

Observaciones: La llanura de inundación lagunar tiene unos 450 m de diámetro. En la misma se aprecia una asimetría en la disposición de los sedimentos, con la zona de encharcamiento más probable situada a sotavento (al Este, izquierda de la panorámica). Puede observarse la depresión en la que se emplaza la laguna.

PARADA 12

Localización: Laguna de La Playa, en la carretera de Bujaraloz a Sástago, Km 22.

Objetivo: Visita a la zona de barlovento (Oeste) de la laguna.

Observaciones: La laguna de La Playa, que tiene una longitud máxima de unos 3 Km, es la mayor de la zona. En la zona que se visitará, se encuentran antiguas explotaciones de sal, hoy en ruinas, consistentes en unas pequeñas salinas de evaporación.

PARADA 13

Localización: Entre los Km 20 y 21 de la carretera de Bujaraloz a Sástago, se toma una pista al Este y, posteriormente, una desviación a la izquierda de la misma. Siguiendo este itinerario, se rodean por el Sur las lagunas de La Playa y Pueyo. Posteriormente, la pista toma dirección Norte hasta que se puede ver, hacia el Este, la laguna de Pito (de unos 900 m de dimensión máxima), próxima ya a la carretera de Bujaraloz a Caspe.

Objetivo: Esta laguna permite estudiar la morfología lagunar, así como la naturaleza del sustrato mioceno, especialmente en el escarpe Norte. En él es de notar la existencia de un importante contenido en evaporitas continentales, generadas durante el Mioceno en condiciones endorreicas generalizadas en la depresión del Ebro.

Observaciones: La laguna de Pito es la más estudiada y mejor conocida ya que ha sido tomada como modelo y muestreada sistemáticamente en lo que al sustrato cuaternario se refiere.

PARADA 14

Localización: Laguna de La Salineta, en las proximidades de Bujaraloz, a aproximadamente 1 km en dirección a Caspe (antes del desvío a Sástago), por un camino al Oeste.

Objetivo: Visita a la zona de sotavento (Este) de la laguna.

Observaciones: Esta playa no presenta una depresión bien desarrollada como es el caso de las de Rebollón y Pito, y muestra un elevado contenido en salmueras, normalmente visibles durante todo el año en su parte más central. Esto no sucede en las demás lagunas vistas en el itinerario, en las que la salmuera queda totalmente relegada a posición intersticial durante la época árida.