

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

ACTUALIZACION DE LA SINTESIS GEOLOGICA
DEL Terciario DE LA DEPRESION DEL EBRO



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

25046

I N D I C E

3.4.1.4.	<u>Conglomerados de Montserrat de Sant Llorenç de Munt y Molasas de Vacarisses</u>	24
3.4.1.5.	<u>Materiales de la Segunda transgresión Eocena</u>	26
3.4.1.5.1.	Zona de la Plana de Vic.....	27
3.4.1.5.2.	Tramo rojo intermedio	27
3.4.1.5.3.	Sector de Igualada	31
3.4.1.6.	<u>Regresión general, Eoceno Superior</u>	33
3.4.2.	<u>Grupo superior a la regresión eocena (Eoceno superior-Oligoceno)</u>	34
3.4.2.1.	<u>Evaporitas y facies lacustres, predominantemente carbonatadas</u>	35
3.4.2.1.1.	Formación salina de Cardona	37
3.4.2.1.2.	Formación evaporítica	38
3.4.2.1.3.	Complejo Lacustre de Sanahuja	39
3.4.2.1.4.	Formaciones de calizas lacustres .	43
3.4.2.1.5.	Complejo lacustre de Asentiú	45
3.4.2.2.	<u>Facies conglomeráticas y molásicas</u>	46

	<u>Págs.</u>
3.4.2.2.1. Unidades detríticas al Norte del eje de la cuenca	47
3.4.2.2.2. Unidades detríticas al Sur del eje de - la Cuenca	50
3.4.2.3. <u>Unidades de tránsito al Oeste</u>	55
3.5. AMBIENTE DE SEDIMENTACION	58
3.5.1. <u>Los medios cartografiados</u>	59
3.5.1.1. <u>Conos aluviales</u>	59
3.5.1.2. <u>La Molasa</u>	62
3.5.1.3. <u>Medios lacustres y de "lagoon"</u>	63
3.6. EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA	65
3.6.1. <u>Grupo inferior (Eoceno)</u>	65
3.6.1.1. <u>Paleoceno</u>	66
3.6.1.2. <u>Primera transgresión, Eoceno inferior</u>	66
3.6.1.3. <u>Eoceno inferior continental</u> .	67
3.6.1.4. <u>Segunda transgresión, Eoceno medio</u>	67
3.6.1.5. <u>Regresión general, Eoceno superior</u>	69
3.6.2. <u>Grupo Superior (Oligoceno)</u>	70
3.6.2.1. <u>Priaboniense medio a Oligoceno</u>	70
3.6.2.2. <u>Oligoceno</u>	72

	<u>Págs.</u>
3.7. ESTRUCTURA DE LA DEPRESION	75
3.7.1. <u>El substrato preterciario</u>	76
3.7.2. <u>Los rebordes de la cuenca</u>	78
3.7.3. <u>El plegamiento interno de la cuenca</u>	80
3.7.4. <u>Las fases de plegamiento</u>	86
3.7.5. <u>Los buzamientos</u>	91
4.- <u>SECTOR HUESCA-ESTELLA</u>	92
4.1. LIMITES	92
4.2. ASOCIACIONES DE ESTRATOS EN EL SECTOR HUESCA ESTELLA	95
4.3. CRONOESTRATIGRAFIA	96
4.4. LITOESTRATIGRAFIA	97
4.4.1. <u>Formaciones de transición</u>	101
4.4.2. <u>Formaciones molásicas</u>	102
4.4.3. <u>Formaciones carbonatadas</u>	110
4.4.4. <u>Formaciones evaporíticas</u>	111
4.5. ESTRATIGRAFIA REGIONAL	112
4.5.1. <u>Area de Navarra</u>	113
4.5.2. <u>Area del Guarga</u>	115
4.5.3. <u>Area de Huesca</u>	117
4.6. SEDIMENTOLOGIA	119
4.6.1. <u>Ambientes sedimentarios</u>	119
4.6.1.1. <u>Conos aluviales</u>	122
4.6.1.2. <u>Ambientes fluviales</u>	123
4.6.1.3. <u>Ambientes fluviolacustres</u> .	126
4.6.1.4. <u>Ambientes lacustres</u>	127

	<u>Págs.</u>
4.7. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	127
4.7.1. <u>Estructura interna</u>	128
4.7.1.1. <u>La unidad alóctona</u>	130
4.7.1.2. <u>Los materiales autóctonos</u> .	132
4.7.2. <u>Discordancias</u>	134
4.7.3. <u>Fases de plegamiento</u>	135
4.7.4. <u>Evolución de la cuenca</u>	136
5.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	143

INDICE DE FIGURAS

	<u>Pags.</u>
1.- DEPRESION CENTRAL CATALANA	6
2.- SITUACION DEL SECTOR HUESCA-ESTELLA	93
3.- ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR CENTROSEPTENTRIONAL DE LA DEPRESION DEL EBRO. ESQUEMA APROXIMADAMENTE W-E MUY SIMPLIFICADO	98
4.- ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE NAVARRA. ESQUEMA S-N	114
5.- ESTRATIGRAFIA DE LA REGION DEL GUARDA ESQUEMA SIN ESCALA SEGUN C. PUIGDEFABREGAS (1975) ,...	116
6.- LITOSTRATIGRAFIA DEL AREA EBRO-ARAGON	118
7.- MODELO SEDIMENTARIO INTEGRAL PARA EL Terciario CONTINENTAL DE LA DEPRESION DEL EBRO	121
8.- SITUACION ESTRUCTURAL DEL AREA HUESCA-ESTELLA - CON RESPECTO A LA CORDILLERA PIRENAICA	129
9.- EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA	140

M A P A S

- 1.- MAPA LITOSTRATIGRAFICO (DEPRESION CENTRAL CATALANA)
- 2.- MAPA LITOSTRATIGRAFICO (ZONA SUR-PIRENAICA, SECTOR
HUESCA-ESTELLA)

1.- INTRODUCCION

1. INTRODUCCION.

Habiéndose planteado la necesidad de una síntesis geológica del Terciario Surpirenaico que ocupa la Depresión del Ebro al objeto de determinar la calidad y -homogeneidad de la información disponible, establecer las incógnitas por resolver en su relleno y estructura, conocer las facies sedimentarias y su evolución, y ante el volumen de información disponible, el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA ha concebido el "Proyecto de Actualización de la Síntesis Geológica del Terciario de la Depresión del Ebro".

Entre las motivaciones más importantes para llevarlo a cabo merecen señalarse:

- Disponer de la información bibliográfica existente, agrupada para su disposición inmediata.
- Tener un documento gráfico con explicación unitaria que sirva para la programación de futuros trabajos de geología básica, así como de investigaciones mineras en que los yacimientos se relacionan íntimamente con las formaciones del Terciario.

De las dos posibles opciones al realizar una síntesis en base a la cronoestratigrafía o según unidades litológicas, se ha optado por la segunda ya que tiene un valor más permanente, define unidades tangibles, facilita

la descripción evolutivo-formacional y se adapta mejor a los objetivos perseguidos. Por ello la descripción y cartografía se han adaptado a formaciones definidas y descritas precedentemente y comunmente aceptadas desde el punto de vista científico.

Una dificultad adicional ha sido el hecho de que lo que geológicamente se conoce como Depresión del Ebro es diferente al concepto geográfico e hidrológico. De hecho toda la parte catalana de la Depresión, conocida como Depresión Central Catalana, ha tenido una evolución ligeramente diferente en el tiempo (en general más temprana) y ha recibido en exclusiva aportes de los Catalánides (aparte de los pirenaicos) configurando un depósito bilateral muy diferente del de la parte navarro-aragonesa de polaridad casi exclusivamente pirenaica. Incluso geográficamente, la vergencia directa al Mediterráneo de la hidráulica de la mayoría de la D.C.C. contrasta con la del resto de la cuenca del Ebro.

Es también característica la falta de depósitos neógenos en la D.C.C. así como su relativo aislamiento del resto de la Cuenca a partir del desplazamiento de la Unidad de los Nogueras, desenganchada del resto de la cuenca Surpirenaica por el desgarre del Segre.

Por todo ello desde antiguo ambas partes de la Depresión del Ebro se han venido estudiando por separado, y así se ha mantenido en el presente proyecto. A pesar de lo cual se ha dedicado un apartado del capítulo 3 a definir las unidades de enlace entre una y otra zona así como las relaciones mutuas.

2.- DEFINICION DE LA CUENCA DEL EBRO

2. DEFINICION DE LA CUENCA DEL EBRO.

La cuenca terciaria del Ebro tiene una forma triangular y está limitada por cadenas montañosas de edad alpídica: Los Pirineos, la Cordillera Ibérica y el Sistema Costero Catalán (Catalánides). A dicha Cuenca del Ebro le corresponde al Norte la Cuenca de Aquitania, simétrica con respecto al eje pirenaico. Ambas se adosaron al Pirineo que se levantaba y plegaba; fenómenos que iban acompañados de una fuerte subsidencia en ambas cuencas, lo cual a su vez producía una importante llegada de sedimentos originados por la erosión de la cadena montañosa en formación. Los rebordes pirenaicos están cabalgados y empujados hacia dichas cuencas, por cuyo motivo, los terrenos terciarios más antiguos, en general están ocultos bajo los mantos de corrimiento. Siguiendo a CHOUKROUNE y SEGURET (1975), la superficie de la base del Terciario descende claramente hacia el Pirineo, en cuyos alrededores existen, por lo tanto, los mayores espesores.

Algo difiere sustancialmente la cuenca de Aquitania con la del Ebro. La primera estuvo abierta durante todo su desarrollo al Atlántico y al Tethys, recibiendo varias transgresiones marinas; la segunda en cambio, a partir del Priaboniense quedó cerrada totalmente, depositándose molasas y facies químicas netamente continentales.

Sedimentación y tectónica fueron fenómenos simultáneos durante todo el Terciario inferior. De modo que la translación de las unidades alóctonas pirenaicas, y los cabalgamientos, siempre empujados hacia el centro de la de

presión, que se observan a lo largo de los rebordes montañosos de los Catalánides y de la Ibérica, presidieron la sedimentación sintectónica desde el Cretácico superior hasta la base del Mioceno. Este fenómeno es el causante de la fuerte disimetría en el reparto de facies en toda la cuenca del Ebro. Dichos conjuntos en surrección y -- plegamiento proporcionaron ingentes masas de sedimentos detríticos, en tectofacies molásicas que ocuparon la totalidad de los antiguos piedemontes: conglomerados en forma de conos aluviales y areniscas fluviales, que hacia el centro de la cuenca pasan a las facies palustres y lacustres calcáreo-arcillosas y finalmente a las evaporíticas.

A partir del Eoceno superior y hasta finales del Mioceno la Depresión del Ebro, en su zona central, -- quedó convertida en una enorme cuenca de evaporación, con el depósito de varias formaciones de sales y yesos superpuestas, y verticalmente casi continuas. Este endorreísmo, según parece fue esencialmente de origen tectónico, más que climático. Por lo tanto, a cada fase de plegamiento le correspondió el depósito de una formación salina, -- acompañada de una reactivación de la subsidencia. En cambio, y siguiendo esta hipótesis, en los momentos de calma sobrevinieron regímenes lacustres, quizá con trasvases de aguas al mar o a otras cuencas vecinas.

Se ve pues, que estamos ante un ejemplo de cu beta sedimentaria con clara dependencia tectónica, siendo ésta la que rige los depósitos que la van rellenando. El relleno se completa al llegar al Mioceno superior con la desecación del Mediterráneo, lo cual traería un fuerte --

descenso del nivel de base de los cursos fluviales mediterráneos, produciéndose con ello la captura de la cuenca cerrada del Ebro merced a la poderosa erosión remontante de alguno de ellos.

La neotectónica, muy activa en el Pirineo y Sistema Costero Catalán así como en la cuenca occidental del Mediterráneo, favoreció, sin lugar a dudas, al fenómeno que se acaba de apuntar, lo cual llevó consigo una inversión de la dirección de drenaje en el reborde catalán, el desmembramiento en bloques del Sistema Costero Catalán y en general, la configuración morfológica que presenta hoy en día la cuenca del Ebro.

2.1. SECTOR CATALAN DE LA DEPRESION DEL EBRO.

La parte catalana de la Depresión del Ebro, recibe también los nombres de "Depresión Central Catalana", por parte de los geógrafos, y de cuenca "Potásica - Catalana", por parte de los mineros. En cierto modo se ofrece como un divertículo de la cubeta del Ebro, orientado de SW a NE, comprendido entre los Catalánides y los Pirineos, y algo estrangulado o cerrado por el bloque pirenaico avanzado de los Nogueras. Esta parte está exclusivamente ocupada por terrenos paleógenos, en facies marinas y continentales, que van desde el Garummiense y Paleoceno al pie de los Pirineos, hasta el Stampiense superior o -- Chattiense en la zona del Urgell, junto al Segre. (fig. 1).

Esta subcuenca presenta también sus rebordes montañosos fuertemente tectonizados, cabalgados o recubier

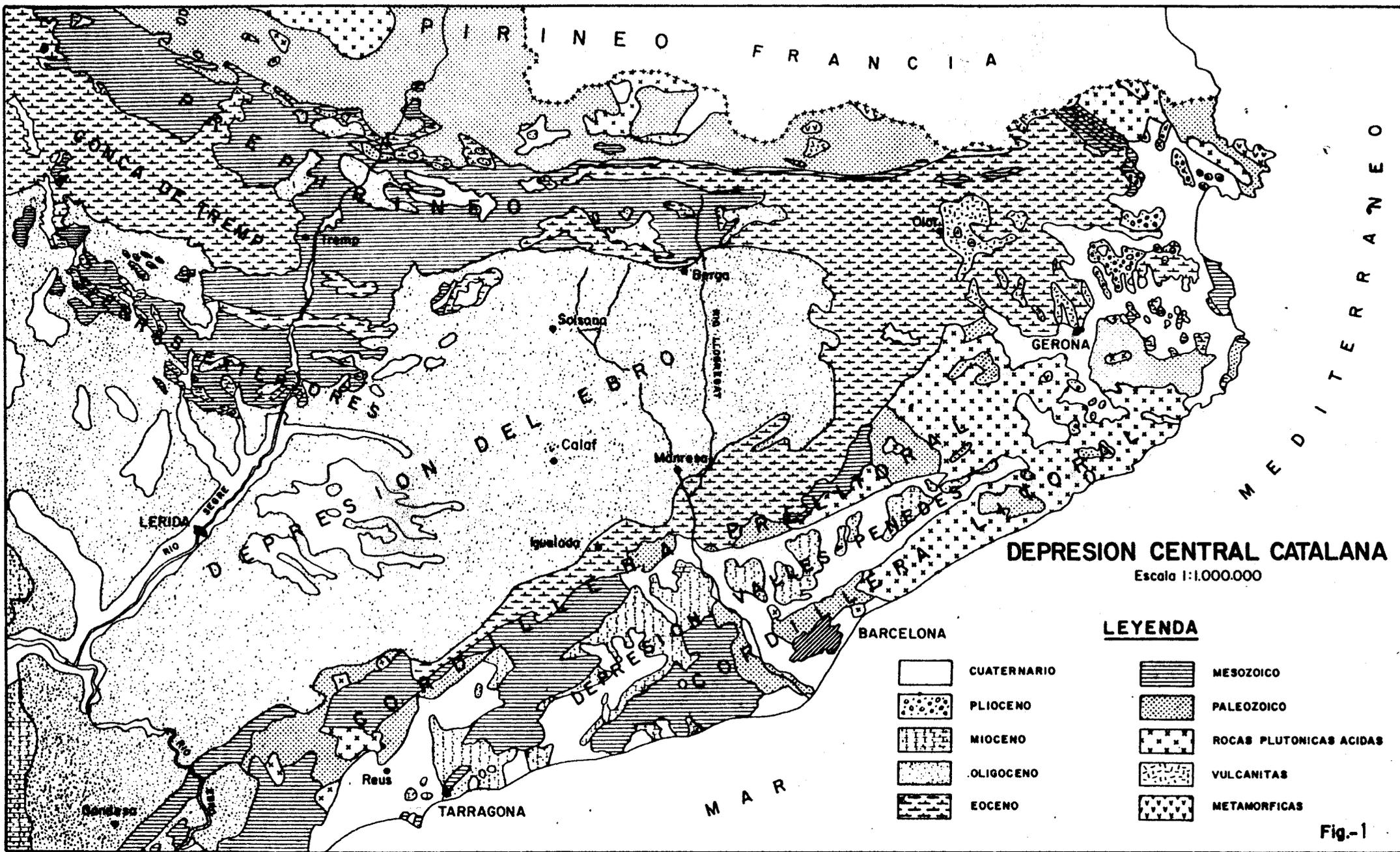


Fig.-1

tos por mantos o escamas de corrimiento (plesiocapas), tanto en la Cordillera Costero Catalana como en el Pirineo. Los depósitos que la rellenan son tanto más modernos cuanto más al Oeste se encuentran; esto se produjo por una --tendencia a la elevación de la parte oriental del surco --sedimentario (umbral del Ampurdán) de forma que la umbilicación (o parte más deprimida) de dicho surco fue desplazándose progresivamente hacia poniente, hasta quedar situada en los Monegros, al finalizar el Mioceno.

Esta subcubeta se rellenó de sedimentos en --dos fases netamente diferenciadas:

a) Durante la primera, o inferior, el depósito estuvo relacionado con el mar del Eoceno, de acuerdo con varias transgresiones y regresiones marinas de modo que los sedimentos continentales están íntimamente compenetrados con los marinos en un complejo sistema de unidades que se detallarán. Las transgresiones marinas, procedentes del surco pirenaico, no rebasaron hacia el Sur, una línea de costa que partiendo de Montblanc, pasaría por Sariñena-Tauste-La Rioja.

b) La segunda fase sedimentaria se originó durante el Priaboniense con el aislamiento progresivo de la cubeta del mar abierto y el depósito de las evaporitas potásicas correlativas con este progresivo aislamiento; a partir de este momento todos los depósitos son los típicos de una cubeta endorreica, rellena con materiales terrígenos y evaporíticos de aguas continentales (moladas continentales y yesos).

2.2. SECTOR HUESCA-ESTELLA.

Esta depresión se encuentra ubicada entre -- los meridianos de Logroño y Huesca por el Oeste y Este -- respectivamente, siendo los límites Norte y Sur los mate riales mesozoicos que bordean la citada depresión.

La evolución geográfica de esta cuenca se en cuentra condicionada por los acontecimientos tectónicos: colocación del manto de Cotiella (Cuisiense inferior), - situación expansiva (base del Birritziense) y colocación del Manto de Gavarnie (Oligoceno superior).

Durante el Eoceno superior, la cuenca marina se encuentra abierta hacia el Atlántico, depositándose - en este área materiales de facies profundas (margas de - talud y margas con turbiditas de la Formación Margas de Pamplona).

Hacia el final del Eoceno la cuenca queda in dividualizada del mar abierto y se inicia una sedimentación evaporítica, (Fm. Guendulain), directamente encima de los materiales de facies profundas.

Al mismo tiempo, el aparato deltaico que se situaba en la zona de Guarga deja de ser funcional y se pasa a una sedimentación fluvial o lacustre.

Durante el Oligoceno medio se establece una sedimentación molásica bilateral, siendo los materiales procedentes del N de color ocre y los del S de color ro

jo. Estos materiales corresponden al Complejo Molásico Inferior de algunos autores.

Con la colocación definitiva del Manto de Gavarnie, cambia la paleogeografía de la cuenca, y con ella la litología de los materiales, depositándose las formaciones de Bernués en la zona de Guarga, Uncastillo y Sariñana al S de las Sierras Exteriores, que pasan hacia el centro de la cuenca a sedimentos calcáreos y evaporíticos.

Hacia el W, la Fm. Molasa de Estella fosiliza los accidentes del borde N de la cuenca y su sedimentación se ve afectada por los movimientos halocinéticos que tienen lugar a lo largo del tiempo. Estos materiales pertenecen al Complejo Molásico Superior, discordante sobre el inferior.

Por el Sur, la cuenca recibe los aportes procedentes de la Ibérica, depositándose las formaciones Nájera y Longares, que pasan hacia el N a facies lutíticas y evaporíticas.

En el centro de la cuenca (zona de Zaragoza) el Mioceno termina con las formaciones calcáreas de Alcuérnie y las Bárdenas que constituyen los materiales terciarios más modernos.

A principios del Plioceno la cuenca es captada por el Mediterráneo, con un nivel de base mucho más bajo (episodio evaporítico del Messiniense). A partir de este momento se inicia la erosión en la Cuenca del Ebro.

3.- DEPRESION CENTRAL CATALANA

3. DEPRESION CENTRAL CATALANA.

3.1. LIMITES.

La Depresión del Ebro al E del Segre es lo que se viene denominando Depresión Central Catalana.

El área interesa las cuatro provincias catalanas pero sobre todo las de Lérida y Barcelona. Incluye total o parcialmente a las hojas del M.T.N. a escala 1: 50.000 n^os. 256, 257, 290-295, 328-333, 360-364, 369-392, y 418 (Plano n^o 1).

Con una superficie de unos 8.100 km², queda aproximadamente comprendida dentro de los límites definidos por el polígono Balaguer-Bellpuig-Cabra del Camp-Igualada-La Garriga-Tavertet-Amer-Besalú-San Juan de las Abadesas-Ripoll-Berga-San Llorenç de Morunys-Vilanova de Meià-Balaguer.

La Depresión Central Catalana queda limitada al Norte por los Pirineos orientales, al Noroeste por el Macizo del Montsec y al Sureste por la Cordillera Costero-Catalana (Catalánides). Hacia el Suroeste se continúa con el resto de la Depresión del Ebro, a través de la Llanura del Segría. La Depresión se orienta ENE-WSW. -- (Figura 1).

Topográficamente se distinguen dos llanuras, al Este la Plana de Vic y al Oeste El Urgell-La Segarra, estando ocupado el resto del área por relieves que muy raramente superan los 1000 m.

Los cursos fluviales más importantes que riegan la Depresión son el Segre y sus tributarios (que vierte al Ebro) y el Llobregat, Ter, Fluviá, Francolí, Foix y Besós que vierten directamente al mar Mediterráneo.

Los núcleos de población más importantes -- del área son Olot, Vic, Manresa, Tárrega, Balaguer, Solsona, Berga, Cervera e Igualada; superan los 20.000 habitantes varios de ellos.

La zona es predominantemente agrícola y rural, existiendo núcleos industriales importantes en la zona -- oriental (Manresa, Vic, Olot, etc.).

El clima de la Depresión es continental, -- con influencias montañosas al N., y una precipitación media ligeramente superior a los 600 mm/año; aunque de distribución muy irregular y estacional.

La Depresión Central Catalana está rellena por los materiales Terciarios de edad comprendida entre el Paleoceno y Chattiense que se encuentran plegados y -- fracturados en los rebordes montañosos, y, en relación -- con los depósitos salinos, en el área central. Existen -- importantes recubrimientos pliocuaternarios, formando terrazas y glaciares de piedemonte, algunos muy destacables como los de los llanos de Urgell.

El carácter de los sedimentos aflorantes es esencialmente continental, predominando los materiales molásicos, salino-evaporíticos y carbonatados en el centro de la cuenca.

3.2. ANTECEDENTES.

Toda la información consultada sobre el área de estudio se detalla al final de la Memoria en el apartado dedicado a Bibliografía, en el que se incluyen trabajos publicados e inéditos.

Entre las fuentes que han suministrado una información más destacada para el conocimiento geológico de este sector de la Depresión del Ebro, hay que señalar las siguientes:

- Investigación petrolífera. Informe CIEPSA 1963 (O. Riba) donde se sintetiza la geología del Terciario catalán entre el Segre y la comarca de Osona (Vic). Informe CIEPSA 1961 (J.M. FONTBOTE) y CIEPSA-SEPESA 1968 (DEFALQUE); entre otros.

También se ha dispuesto de las columnas de los sondeos de petróleo Bassella-1, St. Privat de Bas-1, Guissona-1, Sanahuja-1, Puigreig-1, Pinols-1, Perafita-1, Riudaura-1 y 2 y Joanetes-1.

Las columnas de los sondeos de petróleo junto con datos de la sísmica de reflexión han sido muy útiles para deducir la geometría de la base de la cuenca terciaria y el trazado de los niveles isocronos.

- Proyecto Magna. Muy importante ha sido la información proporcionada por la cartografía de las hojas del plan Magna nº: 329 PONS; 330 CARDONA; 331 PUIGREIG;

362 CALAF; 363 MANRESA; 394 LA GARRIGA; 391 IGUALADA; -
392 SABADELL; 417 ESPLUGA DE FRANCOLI; 410 MONTBLANC; y
444 FLIX; así como las hojas de la 1ª serie n.ºs.: 252 -
TREMP; 289 BENABARRE; 293 BERGA; 327 OS DE BALAGUER y -
328 ARTESA DE SEGRE.

- Investigaciones personales. Particularmente útiles han sido los datos, inéditos en gran parte que, procedentes de tesis doctorales, han proporcionado sus autores, entre otros: F. Colombo, P. Anadón, P. -- Busquets, M. Vilaplana y M. Marzo.

- Otras fuentes. Partiendo de la "Síntesis geológica previa para la exploración de Uranio en el Valle del Ebro" realizada en 1975 por CGS para la J. E.N. como punto de partida de la cartografía litoestratigráfica orientada a las posibilidades uraníferas (JEN) así como revisiones y síntesis posteriores encaminadas a la prospección de lignitos (Fase previa del Programa Nacional - ADARO) y síntesis por ambientes sedimentarios para la prospección de pizarras bituminosas (IGME).

Además, la información recogida por CGS en el informe realizado para el IGME sobre posibilidades -- uraníferas de la cuenca lignitífera de Calaf, así como -- la del informe de IBERGESA, con igual título y referido a la cuenca de Santa Coloma de Queral han sido de gran -- ayuda. Como también la obtenida de los datos del informe de C.G.S. - O. RIBA, A. MALDONADO de 1975 sobre la geología de la cuenca potásica de Cardona. Se debe señalar también, la ayuda proporcionada por Sondeos que el M.O.P.

ha realizado para investigación de aguas e inyección de salmueras y los realizados por Compañías para la investigación de potasas.

Multitud de otros trabajos se han realizado sobre áreas menores pero todos ellos se han considerado en los acabados de citar, o se encuentran resumidos en ellos.

3.3. CRONOESTRATIGRAFIA.

En el propósito de esta Memoria, no entra el análisis biostratigráfico y cronostratigráfico de detalle de esta parte de la Depresión Terciaria del Ebro, que por su extensión sería engorroso introducir aquí. Pero es conveniente el establecimiento de varias superficies isocronas (A, B, C y D) que, en lo posible, se extiendan por todo el área cartografiada, mediante las cuales se puedan delimitar vertical y horizontalmente varias unidades cronostratigráficas informales. Estas unidades son:

D -----	STAMPIENSE + CHATTIENSE
	SANNOISIENSE
C -----	PRIABONIENSE + BIARRITZIENSE
B -----	LUTECIENSE + CUISIENSE
A -----	ILLERDIENSE + PALEOCENO

3.3.1. Isócrona A.

Se establece coincidiendo con el techo de la Formación Calizas de Orpí (o "Calizas de Alveolinas" de los autores antiguos) que afloran en todo el reborde SE de la cubeta y coincide además con la parte media de la Formación Coronas del reborde pirenaico (que presenta un miembro de margas detríticas rojas continentales). Dicho de otra manera, esta isócrona, en la parte SE, está representada por la regresión marina y el establecimiento de la facies continentales de la Formación de -- Pontils (o Molasas de Pontils). Esta isócrona A, separaría el Ilerdiense del Cuisiense.

3.3.2. Isócrona B.

Se ha establecido con base a un nivel biostratigráfico bien conocido, que separa el Luteciense del Biarritziense, esencialmente mediante la Alveolina fusiformis SOWERBY y la A. fragilis HOTTINGER y otros macroforaminíferos que aparecen en la base del Biarritziense, (según J. FERRER, 1967, 1971a y 1971b). Sobre el terreno y en la cartografía geológica coincide con la base de las formaciones de las Areniscas de Collbás, las Areniscas de Folgueroles y las Molasas de Bellmunt, y el techo de las Areniscas de Centelles, y de las margas de Bañolas (Margas de Coll de Malla). Es necesario señalar que los contactos entre estas formaciones suelen ser diácronos; no obstante la línea de costa, a grandes rasgos, como si gigue el contacto del afloramiento, a efectos cartográficos se puede considerar como una línea isócrona. En el

conjunto del mapa, esta superficie buza hacia el Oeste y hacia el Pirineo, de forma que las máximas profundidades están en Oliana a - 4.000 m (datum + 1.000 m).

3.3.3. Isócrona C.

Coincide con el contacto del Priaboniense - con el Sannoisiense. Se ha tomado un nivel fotogeológico muy continuo que, en la cartografía MAGNA fue ya utilizado para la separación del Eoceno y Oligoceno, y que se extiende por una gran parte del área estudiada. Esta isócrona se estableció mediante el estudio de las Charofitas, labor realizada por J. RAMIREZ DEL POZO, en todas las hojas publicadas. Mediante el método de relevos se ha continuado la isócrona hasta los bordes detríticos - de la cuenca. Hacia poniente de la zona cartografiada, la isócrona C coincide con la base del Complejo Lacustre de Sanahuja. Aunque su prolongación hacia el extremo -- Oeste es insegura, se ha deducido que penetra con ángulo muy agudo en los yesos de Barbastro.

3.3.4. Isócrona D.

Separa el Sannoisiense de los terrenos superiores, y al igual que en el caso anterior, se ha tomado el límite datado mediante Charáceas de las hojas MAGNA y materializado mediante un nivel fotogeológico. Como es lógico, se limita a la parte occidental del área estudiada.

Al igual que con la isócrona C, la prolongación de la D al extremo Oeste se deduce que penetra en los yesos de Barbastro.

3.3.5. Las unidades cronoestratigráficas.

Con la cartografía de estos niveles isócronos y la correlación entre secciones geológicas ha sido posible delimitar unidades informales con valor cronoestratigráfico, pero que no se adaptan completamente a las aceptadas por el Código. La nomenclatura de dichas unidades se ha señalado como unidad A-B, B-C, etc, aunque de hecho comprenden uno o más pisos como ya queda explícito en el apartado 3.3. y en el "esquema de correlación de las unidades litoestratigráficas".

El trazado de las isocronas y la correlación bioestratigráfica, resultan laboriosas y delicadas, habiendo tenido que deducir y extrapolar muchos tramos, así como aceptar los isocronismos que se señalan más arriba, como simplificación necesaria.

3.4. LITOESTRATIGRAFIA DE LA DEPRESION CENTRAL CATALANA.

3.4.1. El Paleoceno-Eoceno.

Está comprendido entre la base del Terciario y la isócrona C; es decir, hasta el Priaboniense Superior.

Durante este intervalo estratigráfico tuvieron lugar dos transgresiones marinas que dejaron sus depó

sitos en facies de plataforma (salvo en el surco pirenaico, que tuvieron mayores profundidades (flysch)), y además, cubrieron casi toda el área en estudio. Es difícil saber de que mar procedían, si de un Thetys o Mediterraneo, o del Atlántico, pero sea cual fuera el origen, la transgresión partió del surco pirenaico e invadió la plataforma ibérica sin rebasar mucho el límite que pasaría por Sariñena-Lérida-Montblanc. Estas transgresiones fueron:

- a) Primera transgresión: Transgresión del Ilerdiense, alcanzando en el Ilerdiense medio la máxima extensión; el Ilerdiense superior es ya netamente regresivo.
- b) Segunda transgresión: Transgresión del Biarritziense. Alcanza el máximo desarrollo en el Biarritziense inferior (nivel de Alveolina fusiformis y Alveolina fragilis de la isócrona B).

La sucesión que de Este a Oeste y de más antiguas a más modernas presentan las litofacies en ese sentido se complica con la disimetría norte-sur de la Depresión. Esta disimetría tiene como efecto que la segunda transgresión, que se inicia en el Surco Pirenaico y en el Ampurdan (fuera de este estudio) en el Luteciense no alcanza el Sur de la D.C.C. hasta el Biarritziense.

En cambio los materiales correspondientes a la primera transgresión (Ilerdiense) están ausentes en -

el extremo oriental de la D.C.C.; pero no así en el Surco Pirenaico donde enlazan con los de la Segunda a través de las margas cuisienses de Armancies.

Por debajo de la transgresión del Ilerdiense, están las facies rojas que tradicionalmente se han venido denominando como "Garumniense": Entre ambas transgresiones tenemos el Grupo de Pontils. Por encima de los depósitos marinos de la transgresión Biarritziense descansa todo el conjunto continental restante hasta la coronación de la serie. Para la descripción litoestratigráfica que sigue a continuación, recomendamos se tenga a la vista la distribución vertical de las unidades y facies marinas y continentales que está esquemáticamente representada en el mapa lito-estratigráfico general, a escala 1:200.000. La descripción se hace de muro a techo.

3.4.1.1. Unidades por debajo de la primera transgresión eocena.

Se refieren al Nivel de Mediona (ROSELL, J., JULIA, R. y FERRER, J. 1966); loc. tipo Prenafeta-Pobla de Claramunt; se extiende en toda la franja sur-oriental de la cuenca, salvo en el umbral de Centelles.

Está comprendido entre la base discordante o disconforme del Terciario (que puede ser el zócalo hercínico: granitos, metamórfico, Paleozoico o el Triásico) y la Primera transgresión del Ilerdiense.

Este nivel es equivalente a la Formación - "Garumniense" del Pirineo (o Fm. Tremp, MEY et al, 1968).

El "nivel de Mediona" en el Sector de Anoia, está compuesto de lutitas rojas con páleosuelos carbonatados (caliches) especialmente en la base; e intercalaciones de areniscas y conglomerados. Potencia variable, inferior a 50 m en Igualada y Montserrat. Contienen Bulimus cfr. gerundensis VIDAL. Abarcaría el Paleoceno medio e inferior. El ambiente es fluviolacustre.

En las Guilleries, se presenta también con caliches y arcillas rojas similares a los de Igualada, los cuales en sentido ascendente pasan a conglomerados rojos con ciclos "fining upwards" conglomeráticos, que, a su vez, pasan a lutitas rojas con caliche. Hay conglomerados esencialmente silíceos y matriz arcósica, correspondientes a canales poco sinuosos, de llanura de inundación, en medio semiárido; todo lo cual representaría la parte distal de conos de deyección. La parte superior, más conglomerática, corresponde a canales erosivos, alternando con depósitos muy heterométricos de "debris flows" con calichificaciones incipientes.

3.4.1.2. Primera transgresión, Eoceno inferior.

En el surco de sedimentación marina que se instala al N de la línea Olot-Ripoll, se depositan importantes espesores de las margas carbonatadas de Sagnari, las calizas de Coronas y las Margas de Armancies, lo cual representa una sedimentación continua que abarca desde el Iler-

diense, al Luteciense, ambos inclusive y sin solución de continuidad y luego se superpone el Flysch de Vallfogona. De dicho surco, y durante el Ilerdiense, se expanden las aguas marinas hasta alcanzar el extremo Sur de la D.C.C. (entre Montblanc e Igualada) sedimentando las calizas de Orpí (las antiguas Calizas de Alveolinas) en un medio de plataforma, relativamente somero.

La Fm Orpi está formada por areniscas de facies "nearshore" y de playa, en las que las Alveolinas se comportaron como clastos.

En el sector de las Guillerries al techo -- del nivel de Mediona, no están las calizas de Orpí, sino que descansan directamente encima los materiales, también rojos, de Pontils; por lo cual la separación de una formación y otra no está clara.

En general sobre las Calizas de Orpí descansa la continental Molasa de Pontils, roja, formada por -- areniscas pelíticas con cantos dispersos. Las areniscas groseras conglomeráticas están poco representadas.

3.4.1.3. Unidades comprendidas entre la primera y la segunda transgresión.

Son fundamentalmente el Grupo de Pontils o Molasa de Pontils (ROSELL, JULIA y FERRER, 1966), (equiv. de Fm. de S. Martí Sacalm, GICH et al 1966 y los "Conglomerados y Areniscas de les Guillerries", REGUANT, 1967 y de Reills de Fai, REGUANT, 1967), y las cuñas conglomeráticas de Montserrat y Sant Llorenç de Munt).

En el sector de Anoia (Igualada) se han distinguido, en la cartografía, tres formaciones o litofacies de este Grupo:

- A. Formación Carme: Constituida por lutitas rojas con algún nivel delgado de areniscas (localmente algún conglomerado) en paleocanales y algún nivel de yeso en capas inf. a 3 m. Corresponde a un ambiente fluvial continental con "sebjas" (o un "mud-flat" continental). Potencia aproximada unos 200 m.
- B. "Facies de Bosc d'en Borra": Calizas potentes con intercalación de lutitas rojas y lignitos. Ambiente lacustre-palustre, con alguna influencia marina (hay algunos foraminíferos además de Charofitas y Planorbis).
- C. "Litofacies de Pobla de Claramunt": Facies análoga a la de paleocanales de Caspe; con baja relación w:h, muy arenosa e incluso conglomerática, mucho más que en la unidad A. Corresponde a un paleoambiente fluvial de bajado o de conos aluviales.

Esta formación, en sentido ascendente, pasa a las facies de transición marinas de la Fm. Santa María (Margas de Igualada), hacia el NE, en cambio, el Gru-

po de Pontils pasa lateralmente a la sección basal de los Conglomerados de Montserrat y Sant Llorenç de Munt y a la Molasa de Vacarisses, haciéndose difícil la distinción entre ellos pues en realidad son una transición gradual a mayor granulometría hasta los conglomerados masivos de Montserrat.

Más al Este en la zona de Congost, el Grupo Pontils bastante conglomerático, descansa directamente sobre el alto, o umbral, de Centelles, solapándolo sin la cuña marina de la primera transgresión que no reaparece hasta el escarpe morfológico que domina las Guillerías (Tavertet) (COLOMBO, F. 1975).

Al S de Tavertet la ausencia de las calizas de Orpí hace imposible la separación y el conjunto, que ha recibido varios nombres (Fm. Guilleries, San Miguel de Fay, San Martín Sacalm, etc.) puede ser desechado. La edad desde el Paleoceno llega hasta el Lutecien se final con diacronismo SE-SW.

En el extremo oriental de la Depresión el contacto con la unidad superior se realiza con areniscas arcillosas finas, gris verdoso a blancuzcas. En el techo se observan algunos conglomerados en los que abundan Gasterópodos, Ostreas, etc., y encima unas calizas detriticas nodulosas, blancuzcas, con Miliólidos, Gasterópodos, Lamelibranquios y Madreporarios, de facies nearshore, en el mar tranquilo y somero de la segunda transgresión eocena: Calizas de Tavertet.

3.4.1.4. Conglomerados de Montserrat, de Sant Llorenç de Munt y Molasas de Vacarisses.

Los Conglomerados de Montserrat (LLOPIS y MA SACHS, 1943) constituyen una enorme cuña conglomerática, representante lateral, en la parte baja, del Grupo Pontils; en la parte media de las Molasas de Vacarisses, de las Areniscas de Centelles de las Margas de Igualada y de las Calizas de Tossa; en la parte alta, de la Molasa de Artés. La parte media (Fm. Santa María) de dichos conglomerados son, por lo tanto, equivalente lateral de las formaciones marinas de la segunda transgresión.

En el estudio de ANADON y MARZO (1975) se detallan las características sedimentológicas de una sección SSE-NNW de la montaña en la que, prescindiendo de las equivalencias laterales con la Fm. Pontils, se describen los conglomerados de Montserrat.

Estos se presentan en el sector SE de la montaña en bancos de 50 m de potencia. Los cuerpos conglomeráticos están formados por canales superpuestos truncados y amalgamados, con cicatrices abundantes y algún que otro raro lentejón de material más fino. Hacia el NW se pasa lateralmente a ciclotemas granodecrecientes con un miembro de conglomerados gruesos y matriz gris carbonatada coherente (localmente abigarrada), con algunos elementos finos ricos en fauna marina.

La parte central de los conglomerados de Montserrat pasa, mediante un sistema de cuñas, a facies neta

mente marinas; especialmente a las Margas de Igualada y a las Areniscas de Centelles que constituyen el cuerpo de la segunda transgresión, cuya máxima expansión tiene lugar en la base del Biarritziense. En el cuerpo de la misma montaña son netamente visibles cuatro cuñas marinas.

En la parte inferior y al SE los conglomerados, en secuencias granodecrecientes (o "fining upward") pertenecen a un sistema de conos de piedemonte que pasa luego a una breve llanura aluvial con algunos fenómenos de "sheet flood", en una red de tipo anostomosado "braided"; finalmente, ésta da paso a un sistema deltaico, con secuencias granocrecientes ("coarsing upward") de 1 a 2 m. de potencia. Hacia el Norte pueden pasar a facies holomarinadas. La falta de facies típicamente de prodelta indica que, probablemente, la progradación deltaica tendría lugar en una cuenca marina de aguas muy someras.

En conjunto, los conglomerados de Montserrat, forman un sistema progradante hacia el NW, muy potente (1.500 a 1.800 m). En la base son conos aluviales continentales (Gr. de Pontils) mientras que en la parte media y superior forman unos "fan-deltas" (o conos aluvio-deltaicos) con paso lateral hacia el NW a las facies holomarinadas de centro de cuenca, (Fm. Igualada, Fm. Centelles). En sentido vertical, los elementos detríticos silíceos van siendo cada vez más abundantes hacia arriba.

La parte culminante de Montserrat, caracterizada por canales fluviales de alta relación w/h relle-

nos de conglomerados y el resto formado por lutitas y areniscas grises, pasa a las facies continentales rojas de la Formación Artés. El conjunto corresponde a un ambiente de conos aluviales distales.

Los conglomerados de Sant Llorenç de Munt - (LLOPIS y MASACHS, 1943), constituyen otra masa de conos aluviales proximales, en bancos de canales amalgamados, - pertenecientes, lateralmente, al Gr. Pontils. Hasta la - cumbre (La Mola, 1095 m) se mantienen continentales, y -- hay que ir más al NW (más allá del Montcau 1053 m) para - encontrar los primeros conglomerados de fan-delta, corre- - lativos de los de Montserrat; pero menos groseros y cohe- - rentes.

La Molasa de Vacarisses ("facies de Vacari- - sses", LLOPIS y MASACHS, 1943); distinguida en la carto- - grafía, constituye el tránsito lateral de los conglomerados masivos, de cono proximal, a facies más lutíticas y - menos groseras de conos medios y distales. Son lutitas y areniscas predominantemente rojas, pero que, en su parte media y superior, pasan a las facies marinas de centro de cuenca.

3.4.1.5. Materiales de la Segunda transgresión Eocena.

Durante el Luteciense y enlazando con las - formaciones del primer ciclo marino se desarrolla al nor- - te de la línea Ripoll-Olot (Surco Pirenaico) una Serie -- flyschoide de areniscas glauconíticas, calizas arenosas y calizas de miliólidos. Esta serie ha sido definida como

Fm. Vallfogona al Este del alto Llobregat. En el muro de ésta se encuentran las evaporitas de la Fm. An de Beuda - (Mb. Y. de Campdevanol) que a su vez apoya sobre la Fm. - Gerona, caliza de nummulites que se desarrolla en la depresión ampurdanesa y que es equivalente a las ya citadas calizas de Tavertet; enlazando así los materiales del Surco Pirenaico del Ampurdan y de la D.C.C.

A partir del Surco y durante el Biarritzien se (Bartoniense) se produce la invasión de la plataforma surpirenaica depositando en la parte oriental las Margas de Banyoles, que apoyan en parte sobre las anhidritas de de Beuda, y más al Sur las ya citadas Calizas de Tavertet que se corresponden con las areniscas de Centelles sitas al W del umbral del mismo nombre, también mencionado.

3.4.1.5.1. Zona de la Plana de Vic.

En la zona de la Plana de Vic la transgresión ocurre en facies de mar somero sobre una amplia plataforma dejando formaciones de transición y playa (Ar. - de Folgueroles) sobre las continentales rojas basales.

El grueso del depósito en este sector lo constituyen margas arenosas azules; representadas al norte por las Margas de Manlleu (equivalentes a Banyoles) - al E por las de Coll de Maya y al SW (y hacia arriba) por las de Igualada (Mb. Vic).

3.4.1.5.2. Tramo rojo intermedio.

La cuenca sedimentaria marina sufre, a causa de la fase orogénica Luteciense-Biarritziense, una fuerte traslación hacia el Sur, al surgir los Pirineos, que inmediatamente proporcionan los primeros depósitos continentales, rojos y conglomeráticos de aquella procedencia, formándose con ellos el Tramo Rojo Intermedio (o Formación de Bellmunt); esta se acuña hacia el SW - dentro de los depósitos marinos del Biarritziense. De los Catalánides continúan los aportes detríticos que se sedimentan en los fan-deltas montserratinos.

Esta formación tiene a muro el flysch y a techo (sólo en el Norte de la Plana) las margas de Vic.

Los aportes sedimentarios detríticos de origen pirenaico se generalizan durante el Biarritziense y el Priaboniense, formando importantes y potentes masas de conglomerados y molasas de origen pirenaico -- (Molasas de Vilada o Alpens).

La Molasa de Bellmunt (Formación Bellmunt, GICH, 1972; Tramo Rojo intermedio, ALMELA y RIOS, 1943) constituye una importante intercalación o cuña de facies continental interpuesta en las facies marinas de la segunda transgresión paleogena. Está situada en la parte nororiental de la cuenca eocena; concretamente, en la región de Olot, donde alcanza una gran extensión. Aflo_ra también en el núcleo del anticlinal de Bellmunt donde está la sección tipo, el cual se extiende entre St. Quirze de Besora y Joanetes. El afloramiento alcanza el valle del Ter, siguiendo los escarpes de las Sierras

de Santa Magdalena y de Milany. Hacia el Este, en la comarca de Olot, la Formación de Bellmunt no está recubierta, sino que forma, con todo el conjunto del Eoceno una cuesta inclinada hacia poniente y mediodía. Es en esta zona donde se registran los mayores espesores. Hacia el Sur, dicha cuña desaparece antes de alcanzar el llano de Vic; en cambio, hacia el Norte aumenta rápidamente de potencia y se extiende hacia poniente de forma que aún se la encuentra en una sección geológica al N de S. Llorenç de Morunys. Así pues, existe una fuerte gradación, con disminución de potencias de E a W y de N a S. Los materiales de esta formación irrumpieron bruscamente encima del surco donde se depositaba el Flysch de Vallfogona y en otras áreas marinas.

Al N de Laliers (al SE de Parroquia de Ripoll) la Molasa de Bellmunt (según GICH, 1972), presenta de arriba a abajo:

1. Lutitas rojas, localmente con manchas verdes o azuladas, bioturbadas (quizá sean "root-casts").
2. Limolitas calcáreas rojizas, también con manchas de decoloración verde azuladas. Contacto inferior erosional.
3. Areniscas arcósicas (10% de Feldespatos), con lentejones de conglomerados (granitos alterados, cuarcitas, cuarzo, liditas, alguna caliza, esquistos);

contacto basal erosional, con "groove-casts" muy abundantes, de dirección -- N100W y "flutes" dudosos, indicadores de aportes de ENE. Estratificación - cruzada de gran escala, con prograda- ción hacia el WSW. Contacto superior gradacional. La secuencia termina en arcosas y lutitas de "overbank", con "ripples" de corriente muy bioturbados.

Esta secuencia corresponde a una llanura aluvial, con canales fluviales rellenos de material más grosero y estructuras de "point bar" que indican un régimen fluvial meandriforme.

Hacia la parte oriental, Santa Pau y Vall de Vianya las facies de Bellmunt se hacen más conglomerá- ticas perteneciendo a ambientes de conos aluviales proxi- males y medios. El tono rojizo es siempre el dominante.

La formación de Bellmunt hacia el SW y W se encuentra recubierta por depósitos marinos de playa, los cuales, verticalmente pasan a facies más profundas - (son las Areniscas de Puigsacalm y de Vidrá). Hacia el Norte, los conos aluviales culminantes de la Fm. de Bell- munt están recubiertos también por los Conglomerados de Milany; pero estos últimos pasan lateralmente a la fa- cies marinas biarritzienses, y hay que considerarlos co- mo pertenecientes a ambientes de fan-deltas como los de Montserrat, ya descritos.

De acuerdo con lo dicho anteriormente, el límite superior de la Fm. de Bellmunt es muy diácrono. En cambio, el inferior se ha supuesto isócrono y se ha asimilado a la isócrona B representando el tránsito marino a continental en el NE.

3.4.1.5.3. Sector de Igualada.

Es un concepto clásico en la geología del Eoceno pirenaico la existencia de dos transgresiones marinas, la primera representada por las calizas de Alveolinas (Fm. Orpí) ya citadas y la segunda representada por los elementos de Gr. Sta. María. Este grupo presenta formaciones extendidas a lo largo de todo el Eoceno, hasta la 1ª fase pirenaica y, como ya se ha citado, desde el N se produce la invasión de una cuña de materiales continentales que aumenta su complejidad. Así, en el surco pirenaico se interrumpe la sedimentación marina que se continúa al S sobre la mayor parte de la Depresión Central con las Margas de Igualada, las Areniscas de Centelles y las Calizas de la Tossa; así como los fan-delta de Montserrat. Se deduce de todo esto que, a partir de la fase orogénica pirenaica citada (Luteciense-Biarritziense) el dispositivo de la cuenca ofreció ya una sedimentación bilateral, con aportes groseros de origen pirenaico y catalánide en ambos flancos, con tendencia a deflexionarse las corrientes hacia poniente.

Los sedimentos marinos de este sector están separados de los de Vic por la masa de conglomerados de borde que se unen a los "fan-deltas" de Montserrat y Snt. Llorenç.

La Fm. Margas de Igualada en el sector que le da nombre corresponden a depósitos en zonas de plataforma de arcillas y limos calcáreos con delgadas intercalaciones de calizas organógenas y areniscas, de color azul-grisáceo. Apoyan sobre las calizas arenosas de la formación Tavertet sitas encima y en tránsito de las areniscas calcáreas y bioclásticas de facies litoral de la Fm. Collbas que a su vez lo hacen sobre los materiales rojos de Pontils. Esta sucesión evidencia el avance de la transgresión.

El conjunto Collbas más Igualada pasa por el SW, lateralmente y hacia arriba, a formaciones continentales conglomeráticas (Cg. de Bellprat).

Hacia el NE, lateralmente, se indenta (cuatro cuñas) en los conglomerados de Montserrat y hacia abajo pasa a la litofacies aluvial de Pobla de Claramunt (Gr. Pontils).

El equivalente de las Margas de Igualada - en el Sector del Segre, donde constituye el reflector sísmico más característico, son las Margas de Oliana, - aflorantes a favor del anticlinal artésico de ese nombre (formado por el empuje de alóctono de las Nogueras).

Según deducciones paleogeográficas aun no del todo confirmadas, el surco sedimentario se comunicaría con el Atlántico, o con el Tethys, por la parte del surco de Vic, ya que las capas marinas más altas del Eoceno se encuentran en el sector comprendido entre Collsuspina y Manresa. Por el lado pirenaico la comunicación

con el Tethys estaría taponada por las formaciones continentales de Bellmunt y las inmediatamente superiores que presentan paleocorrientes y granodecrecencia manifiesta de E a W. La unión con el Atlántico se cree muy probable, aunque existen problemas paleogeográficos aun no solucionados, como son las alteraciones palinspáticas debidas a la colocación de los mantos de corrimiento del Pirineo aragonés y a la presencia de la Fm. Montañana en los Nogueras (PUIGDEFABREGAS, 1975).

3.4.1.6. Regresión general, Eoceno Superior.

Al llegar el Priaboniense medio, el surco de la segunda transgresión eocena entra en crisis salina al quedar las aguas aisladas del mar abierto. La regresión es definitiva. Se constituye con ello la Cuenca potásica catalana, donde se deposita la Fm. Salina de Cardona. El problema de la alimentación en agua marina está ligado con lo que se apunta en el apartado anterior: Si esta Formación Salina recibió agua a través de las -- construcciones arrecifales de la Fm. Tossa (BUSQUETS, 1975; VILAPLANA, 1975), o por el contrario, la cuenca -- evaporítica quedó aislada por el clásico umbral rocoso -- que se cerró como consecuencia de la fase orogénica finieocena. Lo seguro es que el depósito de sales potásicas formó un megaciclotema único; y seguramente se trata de evaporitas más ligadas a las fases orogénicas que al clima. Cuando cesó el aporte de aguas marinas en la parte medio-occidental de la cuenca potásica continuó la sedimentación evaporítica, pero en facies sulfatadas de aguas continentales (Fm. Yesos de Barbastro) superpuestas a las sales de origen marino.

La subsidencia generalizada, muy activa en el Pirineo y más atenuada en el reborde opuesto, conforma la cuenca sedimentaria tal como lo revelan los mapas de isobatas, provocando la distribución disimétrica de los espesores totales.

3.4.2. Grupo superior a la regresión eocena (Eoceno superior-Oligoceno).

Este segundo conjunto de formaciones en que se ha dividido el Terciario de la Depresión Central Catalana es el más extenso, tanto vertical como horizontalmente. Se ha tomado como límite inferior del mismo la superficie de separación, correspondiente a la regresión marina que tuvo lugar en el Priaboniense, entre las Margas de Igualada (Fm. Igualada, ROSSELL et al 1966; Margas de Manlleu, ALMELA, 1946; Margas de Oliana) y la base de la formación salina de Cardona. Ocupa una gran extensión del centro de la depresión terciaria y constituye además un buen reflector sísmico. En la parte SE y E de esta superficie se intercalan las Calizas de la Tossa y sus equivalentes también arrecifales, de Calders y Sant Bartomeu del Grau, las cuales, en parte, serían el equivalente lateral de las evaporitas de Cardona y tal vez, en aquel momento, hubieran desempeñado un importante papel paleogeográfico al aislar el mar eoceno de la cuenca evaporítica. Fuera del área ocupada por las sales, la superficie inferior -- que se está citando, aparte de ser diácrona, con descenso de la misma hacia el Norte, está bastante mal representada dentro de los conglomerados marginales.

Como ya se ha dicho anteriormente, este Grupo de formaciones abarca desde el Priaboniense sup. (MA-SACHS, 1952, RAMIREZ DEL POZO et al, 1975) hasta el final del Oligoceno.

A grandes rasgos, los terrenos continentales de este Grupo superior se ordenan, de Norte a Sur, de acuerdo con las litofacies siguientes:

N. Conglomerados pirenaicos.

Facies molásicas pirenaicas.

Evaporitas y facies lacustres, predominantemente carbonatadas.

Facies molásicas derivadas de los Catalánides.

S. Conglomerados derivados de los Catalánides.

El área estudiada de este Grupo Superior constituye un amplio surco sedimentario que recibe aportes bilaterales. Las áreas distributivas son los Pirineos por un lado y la Cadena Costero Catalana (Catalánides) por otro.

3.4.2.1. Evaporitas y facies lacustres, predominantemente carbonatadas.

Desarrolladas encima y al W de las recifales calizas de Tossa que asoman en el escarpe sobre la Plana de Vic y cuyo papel paleogeográfico se ha citado antes, se sitúan sobre la parte central de la cuenca y representan

un gran ciclo lacustre; se han distinguido las siguientes unidades:

3.4.2.1.1. Formación salina de Cardona (RIBA, 1975, RAMIREZ DEL POZO et al, 1975).

Constituye un macro ciclo evaporítico, tipo Stassfurt, desarrollado sobre el Surco central de la Depresión y a consecuencia del aislamiento recifal de ésta. De edad Priaboniense.

El ciclo comienza y termina con facies sulfatada y aunque solamente aflora en Cardona se conoce bastante bien merced a las prospecciones mineras (RAMIREZ y RIBA, 1975, WAGNER et al, 1971) y petrolíferas. Aunque la serie suele estar deformada diapíricamente, y por lo tanto los espesores son difíciles de determinar, existen importantes variaciones de potencias y de los distintos tramos, que se exponen a continuación de manera sintética:

Techo: Margas grises con anhidrita.

G - Margas grises con anhidrita y sal.

F - Sal de techo, algo de anhidrita y pasadas arcillosas.

E - Carnalita en varias capas (de 3 a 6) alternando con halita.

D - Silvinita y halita. De 2 a 4 niveles potásicos conocidos con las letras A, B, C y D.

C - Sal "sucia", coloreada, similar a la sal de techo.

B - Sal vieja o de muro. Sal gema gris, sin o con pocos insolubles. Muy potente.

A - Anhidrita. Presencia no comprobada en Cardona, pero sí en el área de Suria-Sallent Balsareny.

Yacente: Margas y calizas del Eoceno medio: de Igualada.

El desarrollo de la facies yesífera basal cubre todo el área E, W y S de la cuenca, asomando siempre sobre la Fm. Tossa que la cierra: son los yesos de Odena (al N de Igualada) y de Collsuspina (eskarpe W de la Plana de Vic).

Potencias: E + F: 60-270 m; D: 12-36 m; B + C: muy potente; A: 5-10 m.

En general, la potencia de la Formación Salina aumenta de Sur a Norte, y hacia el centro de la cuenca potásica. Téngase presente las enormes intumescencias salinas de los núcleos anticlinales, cosa que se discutirá más adelante al tratar de la tectónica.

En Cardona, en el techo de la sal no está desarrollada la capa de anhidrita, como ocurre en Suria. Sin embargo, está demostrado que las margas grises lacustres del techo de la sal de Cardona (ver los apartados sobre el Complejo lacustre de Sanahuja y los Yesos de Barbastro) pasan lateralmente, hacia el sondeo de Llardella, a una potente masa de yesos de la Fm. de Barbastro, que son los que

afloran en los núcleos anticlinales de Sanahuja y Pons. Los límites de la Formación Salina de Cardona están reconocidos por los sondeos realizados. Hacia poniente dicho límite está muy difuso, a falta de datos de sondeos y a causa del paso lateral de las facies propiamente salinas a las anhidritas y yesos de la Fm. Barbastro.

3.4.2.1.2. Formación evaporítica.

La facies "lagoon" anterior pierde la comunicación con el mar pasando hacia arriba y al W a la lagunar evaporítica Fm. Barbastro; como la anterior diapirizada (con fondo plano) por los movimientos pirenaicos y por la halocinesis en ellos cebada.

La Fm. Yesos de Barbastro (CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966), aflora muy diapirizada, en el anticlinal de Barbastro y su prolongación oriental, sin solución de continuidad, por el anticlinal de Tamarite, Pons, Sanahuja y los inicios de los anticlinales de Cardona y Surria. Por los sondeos, especialmente el de Monzón y el de Guissona, se sabe que en la base de los yesos y anhidritas existe la formación de Cardona, la cual se extendería hacia poniente, siguiendo el surco pirenaico para enlazar con la cuenca potásica de Navarra; aunque no está demostrado, se trata de una hipótesis propuesta por algunos autores (C. PUIGDEFABREGAS, 1975) entre otros. El sondeo de Guissona-1 (ESSO cortó los Yesos de Barbastro con una potencia aproximada de 800 m y una intercalación, hacia la parte media de la misma, de 160 m de halita.

Se debe precisar que la desigual energía sur gente que presentan la Cadena Prelitoral y la Pirenaica, así como la traslación E-W de los movimientos con el tiem po, tiene por consecuencia que mientras el eje de los de pósitos lacustres carbonatados superiores se encuentra - sobre la línea Almatret-Calaf-Avenyó, la máxima umbilica ción (y con ella la máxima potencia salina y evaporítica) está sobre la de Barbastro-Balaguer-Torá-Navás, más al - Norte.

Encima de la Fm. de Barbastro descansa el Com plejo Lacustre de Sanahuja, el cual pasa, lateral y verti calmente a las molasas de Solsona y de Artés. La edad de los yesos de Barbastro se extiende en sentido E-W, desde el Priaboniense superior hasta el Stampiense.

3.4.2.1.3. Complejo Lacustre de Sanahuja (RAMIREZ DEL - POZO et al, 1975).

Sobre el conjunto salino y posiblemente por un cambio climático relacionado con las fases pirenaicas se desarrolla un ambiente lacustre (C.L. de Sanahuja) -- con el que comienza el Oligoceno.

Esta unidad alcanza una gran extensión verti cal en los anticlinales de Cardona y de Suria, prolongán dose hacia Pons. Se caracteriza por la complejidad de - sus facies, bastante variadas, que corresponden a diferen tes ambientes lacustres.

Este complejo está bien representado en los flancos del anticlinal de Sanahuja y su base se ha tomado como isocrona C. En el anticlinal de Vilanova de la Aguda alcanza su mayor desarrollo y complejidad. Representa la transición entre los yesos y las molasas.

En el arroyo Masoteras se han medido 235 m de potencia distinguiéndose tres litofacies que forman el ciclo completo del complejo, aunque pueden repetirse los elementos o estar incompleto en diferentes zonas. Son de abajo arriba:

- A. Areniscas de grano fino, limolitas y margas en capas finas a medianas que apoyan directamente sobre los yesos y que representan la colmatación detrítica de la laguna bajo escasos cms. de agua. De colores pardo rojizos, presentan abundantes laminaciones paralelas y oblicuas, "ripples" de corriente y de oscilación "burrowing" y huellas de escape de gases. Con potencia aproximada de 40 m constituye un excelente nivel guía.
- B. 100 a 110 m de margas grises con anhidrita e intercalaciones de capas medianas de calizas, limolitas y areniscas. Hacia el W va pasando a la formación yesífera lo que, coincidiendo con la desaparición de la unidad A, hace muy imprecisa su delimitación.

C. Aproximadamente 90 m de una litofacies carbonatadas que ha recibido el nombre de "Capas de Tora" el cual se usa, a veces, para nombrar todo el Complejo. Se trata de una alternancia de capas medianas de calizas micríticas, biointra-micritas, calcarenitas y areniscas calcáreas con areniscas, limolitas, arcillas y margas. A veces se encuentran delgados lechos de lignito. De color claro característico y bien destacados en el terreno, estos materiales han sido explotados para cemento natural a lo largo del valle de Llobregós.

En general, el Complejo presenta como término más abundante las margas gris-azules, en las que se encuentran subordinadas limolitas calcáreas finamente laminadas, calizas, yesos delgados, niveles de lignito, y alguna capita estromatolítica, o de oncolitos. Estos depósitos presentan un marcado carácter somero, de acuerdo con las estructuras sedimentarias presentes: "mud cracks", huellas de lluvia, volcanes de arenas, "ripples simétricos", etc. y los niveles de estromatolitos. En esencia, esta unidad debe representar la colmatación de un "lagoon" en el que previamente se había realizado el depósito de las sales infrayacentes de Cardona.

La potencia, del orden de los 50 m en Suria, va aumentando paulatinamente hacia el Oeste. De acuerdo con la regla de Walter, (la misma sucesión que se encuentra verticalmente, se realiza lateralmente siguiendo la isócrona) hacia el Oeste, las facies detríticas pasan a

las lacustres carbonatadas y de estas a las lacustres -sulfatadas, de igual manera a como se observa en la serie vertical. Así pues este Complejo tiene un neto carácter diacrónico de muy bajo ángulo, visto a lo largo de los anticlinales mencionados.

Como corroboración de lo dicho en el párrafo anterior, en Cardona, el Complejo de Sanahuja está representado por facies lacustres detríticas (IGLESIAS, RAMIREZ y RIBA, 1975). Así, sobre la Fm. Salina, visible al pie del cerro del Castillo, descansan margas grises azuladas muy salobres, con yeso (son las capas de transición de los mineros) impermeables (116 a 150 m). Encima, la serie se enriquece progresivamente en capas finas y medianas de areniscas rojas, con abundantes estructuras sedimentarias: las areniscas suelen presentar un marcado "graded bedding" con bases planas o ligeramente erosionales con "tool marks" ("groove", "bounce" y "prod marks"), lo cual demuestra que el transporte dentro del lago vendría en forma de corrientes de turbidez, seguidas por corrientes de tracción que darían lugar a capas con "ripples" asimétricos de corriente ("climbing ripples"). Son frecuentes las capas convolutas y las bioturbaciones. En la base de ciertas capas se encuentran marcas de sobrecarga, "clay balls", restos vegetales, Charáceas, etc. Algunos "scour-and-fill" sugieren episodios de alta energía de influencia fluvial.

Esta facies es en todo similar a la que se encuentra en la zona de Vilanova, y citado en Masoteras.

Por el contrario, al W en la zona de Cubells ya no se encuentra esta facies, siendo la superior calcárea (equivalente a capas de Torá) la única representante del complejo.

A la misma altura en que las formaciones calcáreas pasan a la molasa de Urgell, en el Oeste, el Complejo lacustre que descansa sobre la formación evaporítica queda reducido a sus términos calcilimolíticos finalmente laminados (Capas de Tora). Al tiempo que su potencia adelgaza progresivamente. Además al W de Pons esta formación tan solo está presente en el flanco sur del anticlinal yesífero.

3.4.2.1.4. Formaciones de calizas lacustres.

Existe en la cartografía de litofacies una extensa banda, orientada de ENE a WSW, en posición ligeramente desplazada hacia el SE con respecto al eje del surco de la Depresión Catalana, ocupada por una sucesión de formaciones de calizas lacustres, en posición imbricada. De la más antigua a la más moderna, son las siguientes: Calizas de Sallent, Calizas de Aguilar, Calizas de Aleny, Calizas de San Ramón, Calizas de Tárrega, Calizas de Mequinenza. Anteriormente, a todo el conjunto de esta banda se le había llamado Calizas de Tárrega (RIBA, 1975; RAMIREZ DEL POZO 35 al, 1975). Como la edad se extiende desde el Eoceno, el Foià y Sant Pedor (entre Vic y Manresa) hasta el Mioceno, en Almatret y Mequinenza, se ha creído necesario, con fines cartográficos, subdividirla en unidades de menor potencia según unos intervalos

menos carbonatados, como son los Lignitos de Calaf, Lignitos de Les Basses, etc.

Por la carretera Nacional II, entre Jorba y Sta. M^a del Camí, extendiéndose hasta Sta. Coloma de Queralt existe la Formación Calizas de Copons que representa una importante intercalación lacustre en las Molinas de Artés. Por encima y debajo de la misma existen los Yesos de Copons y los Yesos de Odena (estos últimos, directamente encima de las Margas de Igualada), en igual posición que los Yesos de Artés y los Yesos de Collsuspina.

Las Calizas de Aleny, hacia el SSW, se acuñaen y desaparecen como unidad cartográfica, integrándose los lignitos de las Basas y de Calaf en un mismo miembro detrítico de alta relación w/h y con abundancia de calizas subordinadas; el carácter lacustre de este último aumenta en la dirección Sw hasta formar, sobre la carretera N-II la unidad denominada Calizas de la Panadella, separadas de las superiores, de Tárrega, solo formalmente. Presentan aproximadamente 150 m de un conjunto de margas, calizas (ocasionalmente con nódulos de sílex) y limolitas calcáreas con laminación plana y "ripples" de oscilación.

También al WNW se acuñaen las Calizas de Aleny, aunque a diferencia del S, las formaciones lignitíferas pasan a molinas (Mo. de Urgell), siendo reflejo de la desigual distribución de las masas detríticas a un lado y otro del eje de la cuenca.

En las formaciones lacustre-carbonatadas se observan secuencias bastante variadas, compuestas ordinariamente por un término detrítico basal, con bases erosionales, a veces "trough" recubierto por arcillas limosas margas grises, eventualmente alguna capa de lignito (a veces explotable en la región de Calaf) muy cargadas de pirita; y las capas de calizas micríticas lacustres, fétidas, margosas, con moluscos pulmonados. Las capas propiamente lacustres son las areniscas en estratificación paralela, con estructura ripple, los lignitos y las calizas.

3.4.2.1.5. Complejo lacustre de Asentiú.

Al realizar un sondeo sobre la prolongación teórica del eje del Sinclinal de Agramunt y cerca de una pequeña intumescencia anticlinal apareció sal a menos de 200 m. Por otro lado, al sur de Cubells y dentro de las Molinas de Urgell, aparece desarrollado un complejo lacustre que gana potencia hacia el S y W; forma el núcleo del anticlinal cuyo eje corre entre Asentiú y Bellmunt y cuya prolongación teórica llega al punto de sondeo citado. A esta formación se denomina Complejo Lacustre de Asentiú; se le puede considerar el tránsito a las molinas de las Sales de Agramunt descubiertas por el sondeo. El conjunto representa un ciclo similar al formado por la formación salina de Cardona, los yesos de Barbasgro y el C.L. de Sanahuja y, lo mismo que éste, parece ligado a causas tectónicas (2ª fase pirenaica, intrasannoisiense).

La independencia entre ambos conjuntos parece clara con la cartografía detallada en la zona de Cubells y con las construcciones geométricas a que los datos de esta obligan.

La potencia del Complejo de Asentiú, 250 m, aproximadamente en Cubells, llega a los 600 m en Bellmunt.

Al igual que en el caso del de Sanahuja, hacia el techo se desarrolla la facies calcarenítica en bancos medios a finos intercalados con limolitas y areniscas que presentan abundancia de estructuras de facies somera, "graded bedding", "groove", "bounce", etc.; así como "climbing ripples" y bioturbación. Bajo esta unidad, aparecen margas yesíferas grises que presentan diapirismo y son de similar disposición y facies a las capas de transición de Cardona.

3.4.2.2. Facies conglomeráticas y molásicas.

Los aportes detríticos laterales, procedentes de los Pirineos y de los Catalánides han dado lugar al relleno principal de la Depresión Central Catalana. Presentan una marcada gradación lateral, en el tamaño y abundancia de los clastos gruesos, desde el reborde montañoso hasta la parte central de la cuenca en donde se encuentran situadas las facies lacustres mencionadas anteriormente. Esta gradación lateral hace muy dificultosa la separación, como se ha hecho en la cartografía litológica, entre facies molásicas y las propiamente congl

meráticas. Por esta razón se han distinguido los conglomerados dispersos o con importantes intervalos menos detríticos; y las molasas propiamente dichas. Estas últimas pueden encerrar algún conglomerado de fracción pequeña, generalmente situado en la base de las capas o paleocanales, que también se ha diferenciado donde ha sido posible.

Al igual que la separación entre conglomerados y molasas es convencional, la realizada entre estas y las calizas también lo es y los términos molásicos con calizas subordinadas se han descrito anteriormente.

3.4.2.2.1. Unidades detríticas al Norte del eje de la - cuenca.

Junto al borde pirenaico, se han distinguido dos formaciones importantes de conglomerados: los Con--glomerados de la Quart (al E del Llobregat) y los Conglomerados de Berga (al W del Llobregat) (RIBA, 1966). Estos últimos, en la zona de Sant Llorenç de Morunys se han subdividido en los miembros siguientes: Conglomerados de Bastets; Conglomerados de Lord y Conglomerados de Busa.

Estos conglomerados son tanto más modernos cuando más a poniente se encuentran. Los de Lord, Busa y Comils, pueden ser calificados de post-tectónicos.

Dentro de la Depresión Central Catalana la sedimentación terciaria concluye con los Conglomerados de -
Comiols y sus equivalentes de Os de Balaguer.

En la parte más noroccidental de este estudio se sitúan los Conglomerados de Comiols, los más modernos de todo el margen pirenaico, adosados discordantemente a la Sierra del Montsec y descansando, igualmente discordantes, sobre el conjunto Cg de Berga - Molinas de Solsona.

Los Conglomerados de Os de Balaguer se encuentran apoyando directamente sobre los materiales mesozoicos del Montsec; se componen de elementos hererométricos calcáreos y cementados con textura brechoide, rellenando o cubriendo depresiones de la alóctona Unidad de los Nogueras; incluso fosilizan, en algunos casos, las unidades infrayacentes así como el frente de dicho alóctono.

Ambos conglomerados se consideran postorogénicos (tras la fase Sábrica) aunque la discordancia con los términos altos de Mo. Solsona no esté claro (o es de muy bajo ángulo), como es el caso de la zona de Baldomá, donde parece, incluso, que pasan lateralmente los Cg. de -- Comiols a los términos altos de las molinas de Solsona. Su edad se debe fijar en Chatiense Superior-Aquitaniense.

Desde la base de la serie conglomerática (en S. Llorenç de Morunys tiene 2500 m de potencia), los elementos detríticos son de origen muy heterogéneo en cuanto a la composición se refiere; lo cual denota que la -- cuenca de drenaje erosionaba ya el Pirineo axial: granitos, esquistos, lilitas, cuarzo, calizas, permotrias, Mesozoico y Terciario marino, etc. Cada capa suele presentar un espectro diferente en lo que a la composición y -- tamaños se refiere. La matriz es arenoso-arcillosa, bas

tante arcósica y roja especialmente en la parte basal de la serie. La base de los conglomerados es erosional, con "troughs" pero a veces es bastante llana. Las secuencias "fining upward", incompletas frecuentemente, presentan el término arcilloso. Son bastante frecuentes algunos términos areniscosos, o areno-conglomeráticos (corte de la carretera del Santuario de Lord) con laminación paralela que correspondería a un flujo de alto régimen con laminación rara, a contracorriente, y que podría suponer inicios de antidunas.

En la serie conglomerática son muy frecuentes los bancos que tienen "fábrica" típica de los "debris -- flows": Son areniscas conglomeráticas, con matriz arcillosa roja, desprovistas de toda clase de laminación o gradación vertical, en la que se encuentran los cantos o bloques "flotando", dispersos o acumulados en "nidos" y que forman bancos de hasta 3 m de espesor.

Se trata de facies típicas de conos aluviales proximales y medios, que empalman con las molasas propiamente dichas.

Las facies distales de los conos aluviales pirenaicos constituyen la Formación Molasa de Solsona (RIBA 1975). Está constituida por margas y limolitas calcáreas pardo-amarillentas, basalmente abigarradas pero predominantemente rojas, alternando con capas gruesas de areniscas con algunos microconglomerados lateralmente poco continuos. Presentan abundantes estructuras sedimentarias destacando la estratificación cruzada de tipo "trough" y cantos blandos en la base. Hacia el techo aparecen "ripples" y laminación paralela que puede estar parcialmente bioturbada,

probablemente por vérmidos y canales de raíces. Los depósitos lutíticos de "overbank" completan la secuencia típica de las molasas fluviales, correspondientes a un glacis o "bajada" o, si se quiere, a facies de cono aluvial distal.

La molasa de Solsona se caracteriza por las tonalidades ocreas (eventualmente rojizas) y por las paleocorrientes de origen pirenaico, así como su composición comparativamente más calcárea.

Entre los ríos Ter y Llobregat, y al pie de los Pirineos, como ya se ha indicado, están los Conglomerados de La Quart; pero es preciso añadir que éstos no descansan directamente sobre los materiales margo-arenosos del Priaboniense o Biarritziense superior, sino -- que existe una potente formación roja: Las Molasas de Alpens (o de Vilada), algo conglomeráticas, y que se extienden hasta las inmediaciones de Sant Llorenç de Morunys. Estas molasas se pueden considerar el equivalente de las de Solsona, a las que pasan lateralmente.

3.4.2.2.2. Unidades detríticas al Sur del eje de la Cuenca.

Considerado como eje el anticlinal de Sanahuja en el W y las calizas de Aguilar al E, los materiales detríticos al S serían, fundamentalmente, las Molasas de Artés (Ferrer, 1967); su separación con las de Solsona es puramente convencional por lo gradual, aceptándose el límite expuesto al principio del párrafo. Las molasas que ocupan el W del sinclinal de Pinós tiene caracteres de una y otra, pudiéndose considerar de transición entre ambas.

Lo mismo se puede decir, en cierto modo, de las Moladas de Urgell.

Las moladas de Artés son de color pardo-rojizo dominante y tiene origen en la Cordillera Costero - Catalana, lo que implica diferente composición a las de Solsona. Dada la menor energía de su medio, la relación w/h, en general, es mayor. Por lo demás, las secuencias y paleoambientes son similares a los descritos para los de origen pirenaico.

Hacia el S, la Molada de Artés pasa lateralmente a conglomerados no masivos, alternando con capas de areniscas y margas limosas rojas: Se trata de la Formación Conglomerados de Grevalosa; sus cantos rodados, - procedentes del SE, son en un 50 por 100 de calizas; en un 35% de cuarzo + cuarcitas + lidita, y el resto son de areniscas del Buntsandstein, pizarras y alguna roca ígnea. La edad es esencialmente Sannoisiense.

Al SW de la formación de conglomerados anteriores, la Molada de Artés se denomina localmente Moladas de Clariana-Sarreal. Esta presenta la recurrencia lacustre de las ya mencionadas Calizas de Copons con extensión, aunque adelgazada, hasta el límite cartográfico de las moladas por el SW. Se han medido 150 m de potencia de areniscas en paleocanales (con microconglomerados ocasionalmente) que terminan en "levees" y están cubiertos por -- "overbanks" de limolitas y arcillas; se han observado restos vegetales junto a intenso "burrowing", además de -- "ripples" de oscilación y corriente. Todo ello dentro de un ambiente fluvial meandriforme en que los "overbanks" - representan una sedimentación periódica en llanura de inundación.

dación o "flood-plain".

En las molasas acabadas de citar aumenta - el carácter grosero de sus elementos hacia el área fuente de los Catalánides, al punto de dar una unidad: Conglomerados de Bellprat que fosilizan, parcialmente, las formaciones marinas e incluso las unidades del Grupo Pontils. Equivalentes laterales de las Molasas de Vacarisses, se han medido 300 m de potencia, la cual aumenta al SW, al tiempo que los términos finos se hacen más abundantes -- hasta perder el carácter conglomerático.

Los cantos de mayor tamaño (hasta 10 cms) son de naturaleza calcárea, mientras que los más pequeños y redondeados son cuarcíticos.

Hacia el techo la unidad se hace más fina, de composición más homogénea y la matriz adquiere colores más reducidos.

En la zona de desarrollo de las Calizas de Aleny, las molasas a muro de la formación lignitífera de las Bassas se han denominado Molasas de Prats de Rei; éstas al SSW pasan al término comparativo de Artés y al -- WNW al de Urgell. En ellas alternan los bancos de areniscas con amplio w/h con las limolitas y arcillas rojas de "overbank".

Al WNW, como se acaba de citar, aparecen - unas molasas con caracteres intermedios entre las de Artés y Solsona, son las Molasas de Urgell (QUIRANTES, 1969;

RIBA, 1971) que cartográficamente ocupan todo el llano - del Urgell hasta alcanzar la cuesta de Fraga, más allá - del Cinca. Su límite N son los anticlinales de Sanahuja, Pons, Cubells, Tamarite de Llitera, etc.

A consecuencia del desplazamiento de la Unidad de los Nogueras las formaciones calcáreas, en el WNW (pero al sur del umbral salino), pasan a detríticas dando lugar a esta Molasa de Urgell que reúne aportes y características pirenaicas y catalánides, seguramente porque en el sector aun no estaba completamente erigido el umbral (la halocinesis se ceba con los empujes orogénicos pero - se desarrolla despues).

Hacia el techo dominan los aportes pirenaicos (con color ocre), hacia el muro los catalánides rojos.

En resumen las Mo. de Urgell son el tránsito por el NE de todas las unidades superiores al Complejo Lacustre de Sanahuja descritas: Lignitos de Calaf y Basses, Molosas de Prats de Rei y Calizas de Sant Ramon. Por el - SE, significan el paso lateral y hacia arriba de las calizas de Tárrega con las que se identan. Hacia el W y SW lo hacen con las Calizas de Mequinenza (o de Almatret).

Hacia el Este la Mo. de Urgell se acuña imbricándose con el término alto de la formación evaporítica: Complejo Lacustre de Aleutín.

En el área del presente estudio se han medido algo más de 1.000 m de potencia, comprendido tambien el

espesor correspondiente al Lacustre de Asentiú y Sales de Agramunt que engloba.

En conjunto se trata de una formación con areniscas, limolitas, arcillas y margas (éstas más abundantes al centro de la secuencia y al NE de la formación), en la que no abundan los paleocanales; cuando aparecen éstos es con un bien definido "fining upward" que a través de "points bars" pasan a "levees" de areniscas finas y limolitas en el techo con fina laminación y "ripples". Predominan, por tanto, en la formación los depósitos de llanura aluvial ("flood basin") de limolitas y arcillas. Los bancos son de espesor mediano con gran continuidad lateral, representando la etapa final de colmatación detrítica de toda la cuenca; con aportes distales pirenaicos, sobre todo hacia la parte alta, alternando con alguno catalánide, más abundantes hacia abajo (donde la equivalencia con la Molasa de Clariana-Sarreal es evidente).

Las coloraciones son rojizas para los términos limo-arcillosos y ocre para los arenosos.

Su edad es Oligoceno Superior (Stampiense), llegando a Aquitaniense en Torrente de Cinca.

Como ya se ha apuntado, el límite de las molasas de Artés con las de Solsona, en el surco central de la cuenca es de muy difícil trazado, al ser el contacto de naturaleza transicional. Así pues, el Olost-Navás-Pinós-Guissona, se pueden intentar distinguir merced a su colorido (roja la primera; ocre, gris o algo rojiza, la

segunda) o a su composición mineralógica y tal vez por las paleocorrientes.

Es preciso hacer notar la marcada disimetría en el reparto de las masas de conglomerados. En el borde oriental del Grupo Norte, desde S. Agustín de Lluisanés y pasando por Olost, Collsuspina, Calders, hasta Manresa, - el tránsito marino-continental se opera sin ninguna formación conglomerática (recuérdose, igualmente, que este tránsito es diacrónico, con descenso hacia el Norte). En el Sur, al Oeste del Llobregat, aparecen los Conglomerados de Montserrat, en su parte más alta y distal (Carretera Nacional II, en El Bruc de Dalt, o en Can Massana), en forma de paleocanales de alta relación wh, rellenos de conglomerados groseros, incluidos en una molasa roja, también bastante detrítica. Estos conglomerados de facies distal y los Conglomerados de Grevalosa forman una masa casi homogénea, superpuestos pero separados por una intercalación de la Molasa de Artés, que forma el rellano estructural de Castellfullit de Boix. Dichos conglomerados pasan lateralmente, hacia poniente, a la Molasa de Artés y a las calizas y yesos de Copons, y reaparecen al SW de Santa Coloma de Queralt.

Dentro de las formaciones detríticas, molasas y conglomerados, existen discordancias angulares y progresivas que serán explicadas más adelante.

3.4.2.3. Unidades de tránsito al Oeste.

Al W del Segre, enlazando con la zona de --

Huesca-Estella que se describe unitaria y por separado, todas las calizas stampienses (Cervera, Tárrega, Vicfred y Almatret) agrupadas en la Fm. Talladell pasan en relevo lateral y hacia arriba a las calizas de la Fm. Mequinzenza (que a su muro y en sus términos inferiores también presentan lignitos), de edad Chattiense y a cuyo techo se sitúa el límite Oligoceno-Mioceno.

Las calcilutíticas Capas de Torá (del C.L. de Sanahuja), al W del Segre prácticamente han desaparecido y apoyan sobre los yesos directamente (y sólo en su flanco S) los niveles inferiores de las molasas de Urgell estos niveles que como ya se ha apuntado anteriormente son mayoritariamente de procedencia catalánide son, por lo mismo, rojos frente a los superiores que son ocres y de procedencia mayoritaria pirenaica. En la zona de Huesca-Estella ambos tramos se han diferenciado como formaciones diferentes: la inferior como Fm. Peraltilla y la superior como Fm. Urgell hasta las cuestas de Fraga; a partir de aquí, hacia arriba y al W, ésta segunda adquiere un carácter arenoso conglomerático fino y silíceo con materiales del Carbonífero pirenaico y edad Aquitaniense: Es la Fm. Sariñena que, al W del Cinca, se apoya discordante sobre la de Barbastro a diferencia de las Fms. Peraltilla y Urgell que son concordantes sucesivamente. Esto permite la cronología, pues al relacionar el plegamiento de los yesos en este sector con la fase Sávida, la discordante es post Oligoceno.

La Fm. Peraltilla es un conjunto de margas y areniscas rojas que, dado su origen catalánide, está -

restringido al flanco S del anticlinal de los yesos; depositados en un régimen meandriforme, parecen corresponder con las molasas (con calizas subordinadas) de Clariana-Sarreal, al SE, (de ambiente fluviolacustre).

La Fm. Urgell así restringida por el SW pasa a la Fm. Mequinenza, cuyos tramos inferiores lo hacen a la Fm. Peraltilla.

En cuanto a la Fm. Sariñena, pasa al S a la calcárea de Alcubierre (que se superpone a la de Mequinenza), ambas ya Aquitanienses.

La Fm. Mequinenza pasa hacia arriba, al Este a la Fm. Alcubierre (también carbonatada) y al SW a la facies de paleocanales conocida como Fm. Caspe. Estas últimas, que pasan al Oeste a los yesos de Zaragoza, completan el cuadro de tránsito entre las formaciones de la Depresión Central Catalana (al E del Segre) y de la zona de Huesca-Estella (al Oeste).

Al W del Noguera Ribagorzana la depresión morfológica entre las Sierras del Montsec y Sant Mamet se ensancha a lo largo del Sobrarbe (Benabarre-Grado) y al W del Cinca adquiere una gran extensión al sur, de manera que los materiales molásicos que la rellenan fosilizan tanto el frente del alóctono como todo el depósito Oligoceno, del que sólo asoman los yesos de Barbastro y la formación Peraltilla.

3.5. AMBIENTES DE SEDIMENTACION.

El grueso de los materiales que rellenan la D.C.C. son de ambiente deposicional continental o litoral, separados por los correspondientes a las dos transgresiones eocenas que lo han sido a partir del "desbordamiento" del Surco pirenaico sobre la plataforma litoral. La naturaleza de los depósitos marinos ya se ha mencionado en su descripción y no se aleja de un depósito epicontinental extenso pero monótono y somero donde las variaciones aparecen sólo en las facies de borde, -playas, fandeltas, etc. descritas. Otro caso es el de las formaciones depositadas en el surco pirenaico pero - estas, por su aloctonía y preorogenia, no pertenecen en sentido estricto a la Depresión Central Catalana; con lo que limitan como resultado de la tectónica de gravedad que las ha deslizado al Sur (y al Norte) por la Surgencia de la zona axial pirenaica.

Así pues lo que interesa a efectos de una - síntesis de los depósitos en la Depresión Central Catalana es el estudio de los medios sedimentarios continentales.

La reconstrucción de la paleogeografía y de los medios sedimentarios del Terciario continental se - ha basado en las observaciones de campo dispersas, en las observaciones agrupadas en 54 columnas estratigráficas - levantadas y en los registros de las columnas de sondeo para investigación petrolífera, de inyección de salmueras y de investigación de potasas.

Se trata de una labor interpretativa, siempre delicada, que se basa en el estudio de las secuencias estratigráficas, estructuras sedimentarias primarias sin y metasedimentarias, en la composición petrográfica y el contenido paleobiológico. Dichas observaciones se interpretan de acuerdo con modelos sedimentarios establecidos en la actualidad. Por lo tanto se aplica sistemáticamente el principio de actualismo.

Los medios continentales han sido estudiados más recientemente en Sedimentología general que los medios transicionales y marinos. No obstante, la experiencia adquirida y una cierta monotonía en el desarrollo de los paleoambientes dentro de la cuenca, confieren al método empleado el grado de seguridad requerido en un estudio de esta índole.

3.5.1. Los medios cartografiados.

Se han distinguido el siguiente conjunto de ambientes:

3.5.1.1. Conos aluviales.

Aunque no hay acuerdo entre los autores en las tres subdivisiones que se suelen introducir en las facies de conos aluviales (facies proximales, facies medias y facies distales) se considerará como facies de conos distales a lo que se ha venido llamando como molasa en sentido estricto. En este caso, al igual que en la cartografía litoestratigráfica se han separado los conos

proximales de los distales en aquellas áreas o perfiles en los que se pueden observar conglomerados masivos y conglomerados esporádicos respectivamente.

En los conos aluviales proximales se observan alternancias de:

1. Conglomerados aluviales típicos, depositados por corriente acuosa tractiva, ("Water laid deposits") a través de los cuales pueden haberse infiltrado por -- percolación lodos arcillo-arenosos que constituyen la matriz (son los "sieve - deposits").
2. Facies de "debris flows" o coladas de barro muy detríticas, extraordinariamente heterométricas, a veces con bloques de más de 1 metro cúbico.

Los elementos detríticos de la primera facies se presentan imbricados y tangentes unos con otros. En los "debris flows" los elementos mayores "flotan" dentro de la masa lutítico-arenosa, sin ponerse en contacto. A veces forman verdaderos "nidos" conglomeráticos en una masa desprovista de toda laminación u otra ordenación interna. A causa de la matriz arcillosa, la masa de los bancos de "debris flows" es impermeable. Alcanzan potencias de más de 2 metros.

En los conos proximales de S. Llorenç de Morunys, las dos facies alternan con bancos de areniscas que presentan laminación paralela y base plana erosional, en los cuales no es raro hallar una laminación oblicua - de antiduna, lo cual revela que el depósito se hizo en - régimen de flujo alto ("upper flow regime"), asociado con "parting lineations". Corresponden a avenidas bruscas, ("sheet floods") que desbordan los distributarios del cono aluvial.

Los conglomerados de fan-deltas (Montserrat) tienen una matriz gris carbonatada muy coherente. Los - que están en la transición a las cuñas marinas (margas - de "offshore") ofrecen cantos con perforaciones de litó- fagos.

La parte media de los conos aluviales presen- ta alternancias de conglomerados de relleno de paleocana- les, tipo "braided", acumulados en algunos bancos de bas- tante potencia, con depósitos molásicos o de conos dista- les.

Se ha observado que hay íntima relación entre el área fuente y los depósitos de conos aluviales. Cuan- do esta fué muy extensa (caso del Pirineo) cada capa o - pulsación sedimentario pudo provenir de una parte de la misma con una composición específica, muy distinta de las adyacentes. Hay, por otra parte, relación entre clima y modalidad de transporte y sus frecuencias.

3.5.1.2. La Molasa.

La Molasa propiamente dicha corresponde a los conos aluviales distales y a la transición a las facies de llanuras aluviales. En estas facies son típicas las secuencias de tipo "fining upward" o granodecreciente. El término basal de la secuencia suele ser un conglomerado de elementos alóctonos ("lag deposit") o de elementos arcillosos, o arenosos, arrancados de los términos del substrato ("clay balls" y areniscas) que descansan sobre una superficie erosional muy marcada, con surcos que permiten determinar las paleocorrientes (paleocanales, o paleocauces); encima se colocan areniscas con laminación cruzada de tipo "trough" (dunas o megaripples) las cuales pasan a laminación de pequeña escala ("ripples", "climbing ripples") y, finalmente, el último término de la secuencia son los depósitos lutítico-arenosos de "overbank" o de desbordamiento, encerrando depósitos limo-arenosos de "levee" y de "crevasse". Así pues, en general, estas secuencias corresponden a cursos fluviales de ríos anastomosados para los conos proximales y medios, y a ríos meandriiformes de poca sinuosidad para los distales; pertenecientes a una red poco jerarquizada.

En estos paleocanales son frecuentes las superposiciones de varios cuerpos arenosos ("storey") que se colocan dentro del mismo cauce y están separados por cicatrices o diastemas muy patentes. Se trata de un fenómeno que R.C. WILLIAMS (1975) denomina "storeying", -- tratándose de un vaciado parcial de la arena recién depo

sitada, causado por una reactivación erosiva, que trunca el "storey" inferior, seguida de un relleno inmediato -- también arenoso y sin salirse del cauce primitivo. Hay paleocanales que llegan a exhibir hasta 5 "storey", otros de dimensiones más reducidas son "unistorey", según la terminología del mencionado autor.

Al pasar a ambientes de llanura aluvial, - los paleocanales se hacen más anchos y meandriiformes, de forma que los cuerpos arenosos desbordan el propio cauce en forma de cuñas en ambos lados (son las "ailes d'etalement" de BERSIER), pudiendo llegar a ser coalescentes. La laminación oblicua basal representa depósitos de acreción lateral ("point bars"); la parte culminante, con laminación paralela o ripples de corriente forma un banco arenoso continuo para todo el conjunto de una red fluvial. La secuencia está recubierta por el último término arcilloso, con algunas pasadas de arenas (facies de "overbank").

3.5.1.3. Medios lacustres y de "lagoon".

Las facies de llanura aluvial enlazan, hacia el centro de la cuenca, con las facies pertenecientes a medios de aguas estancadas, en general muy poco profundas como corresponde a un medio endorreico. Sufren oscilaciones del plano de agua fuertemente reguladas por los procesos de precipitación-evaporación endorreicos. En estos medios se puede llegar a la sequedad total. El enlace de las facies de llanura aluvial a las de medio lacustre (en castellano quizá sería más apropiado hablar de medio de laguna) se hace mediante un sistema de cuñas.

Se han distinguido las siguientes facies:

- a) Lacustre detrítica, observable en Cardona Vilanova de l'Aguda, y en un término basal del Compeljo lacustre de Sanahuja. Ya ha sido descrita anteriormente.
- b) Lacustre detrítico-carbonatada. Corresponde a las facies de limolitas calcáreas y margas gris-azuladas del Complejo lacustre de Sanahuja, así como a las formaciones aluviales con calizas subordinadas y lignitos.
- c) Lacustres predominantemente carbonatadas. Son las más extendidas, han sido descritas anteriormente y corresponden a las formaciones que ya se han detallado. Se caracterizan por la presencia de bancos calcáreos compactos y más gruesos que en las facies anteriores.
- d) Lacustre detrítico carbonatado-lagunar evaporítico. En las facies anteriores, especialmente en la b) y en la c), se pueden encontrar, con alguna frecuencia, intercalaciones de anhidritas y yesos tanto entre la facies a) y las limolitas calcáreas como en las facies lacustres aflorantes entre Jorba y Copons (Ctra. N-II).

- e) Facies de medio lagunar evaporítico. Descritas anteriormente correspondiendo a - las formaciones salinas de Cardona, de - Agramunt y a los yesos de Barbastro, de Odena y de Copons.

Interesa hacer notar aquí que las facies acabadas de describir, según interpretación de los autores, es muy probable pertenezcan a una misma unidad lagunar, - en la que se ordenarían así: 1ª-a; 2ª-b, ó c, ó d; 3ª-e, pasándose de facies más proximales, detríticas, a las centrales, evaporíticas; como se ve en cualquier sucesión -- vertical que se levante en uno de los flancos del anticlinal de Sanahuja. Lo que ocurrió es que este aparato lagunar fué desplazándose progresivamente hacia poniente, a - la vez que ascendía estratigráficamente y en edad.

3.6. EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA.

En la primera parte del presente trabajo ya se ha dado una visión de conjunto del encuadre estratigráfico y los problemas evolutivos más destacados que presenta la cuenca sedimentaria. A base de la documentación recogida, se poseen los datos estratigráficos de base para hacer una reconstrucción evolutiva de la cuenca durante - el Paleogeno.

3.6.1. Grupo inferior (Eoceno)

Durante el Eoceno se producen dos transgresiones marinas. La transgresión del Ilerdiense y la transgre

sión del Biarritziense, separadas por facies continentales.

3.6.1.1. Paleoceno.

La llamada facies "Garumniense" se extendió por la zona pirenaica dando lugar a series continentales bastante potentes (especialmente en el Ripollés y el Bergadá) que pueden comprender parte del Cretácico Superior y el Paleoceno. No ha sido diferenciado en el presente estudio. Si, en cambio, el equivalente en el borde SE de la cuenca (Catalánides) que es el Nivel del Mediona, muy delgado y de naturaleza discontinua, formando un rosario de subcubetas; representa la parte alta del Ilerdiense.

3.6.1.2. Primera transgresión, Eoceno inferior.

En el surco de sedimentación marina que se instala al N de la línea Olot-Ripoll, se depositan importantes espesores de las margas carbonatadas de Sagnari, las calizas de Coronas y las Margas de Armancies, lo cual representa una sedimentación continua que abarca desde el Ilerdiense, al Luteciense, ambos inclusive, y sin solución de continuidad y luego se superpone el Flysch de Vallfogona. De dicho surco, y durante el Ilerdiense, se expanden las aguas marinas hasta alcanzar el otro extremo de la cuenca, (entre Montblanc e Igualada) sedimentando las calizas de Orpí (las antiguas Calizas de Alveolinas) en un medio de plataforma, relativamente somero.

3.6.1.3. Eoceno inferior continental.

Pasado el Ilerdiense, se produjo una regresión generalizada en toda la cuenca, retirándose el mar hacia el surco pirenaico; la línea de costa se situaría pasando por el S de Olot-Perafita-Sallent-Torà-Solsona, de acuerdo con los sondeos. La parte externa de la cuenca queda de nuevo bajo el dominio de la sedimentación continental, depositándose el Grupo de Pontils. Así tenemos que durante esta fase regresiva del Eoceno medio, la sedimentación es unilateral, sólo hay aportes derivados de los Catalánides, conglomeráticos, que gradan hacia el NE a molasas y a facies de transición a las marinas pirenaicas. Se depositan las series basales de los Conglomerados de Sant Llorenç de Munt y de Montserrat; - los conglomerados del escarpe de las Guilleries, las facies lacustres detrítico-evaporíticas al SW de Igualada. El Umbral de Centelles se levanta en el transcurso de este lapso de tiempo.

3.6.1.4. Segunda transgresión, Eoceno medio.

Por el lado pirenaico, se ha detectado una traslación del surco-eje de la cuenca hacia posiciones más meridionales. A partir del Luteciense inferior, el mar desborda de nuevo el surco colocándose las formaciones en disposición transgresiva hacia el mediodía. En el propio surco se deposita el Flysch de Vallfogona, en la parte oriental las Margas de Bañolas y hacia las Guilleries las Calizas de Tavertet. En la región de Olot, antes del depósito de las Margas de Bañolas se precipi-

taron las anhidritas de Beuda (o Campdevanol) formando un lentejón que desempeñó un importante papel estructural como nivel de despegue y como generador de estructuras halocinéticas. Hacia el borde de los Catalánides, la transgresión, que tiene su apogeo en la base del Biarritziense, recubre totalmente el Grupo de Pontils. La cuenca sedimentaria marina sufre, a causa de la fase orogénica Luteciense-Biarritziense, una fuerte traslación hacia el Sur, al surgir los Pirineos que inmediatamente proporcionan los primeros depósitos continentales, rojos y conglomeráticos, de aquella procedencia; formándose con ellos el Tramo Rojo Intermedio (o Formación de Bellmunt) ésta se acuña hacia el SW dentro de los depósitos marinos del Biarritziense. De los Catalánides continúan los aportes detríticos que se sedimentan en los fan-deltas montserratinos.

Los aportes sedimentarios detríticos de origen pirenaico se generalizan durante el Biarritziense y el Priaboniense, formando importantes y potentes masas de conglomerados y molasas (Molasas de Vilada o Alpens); en tanto que en el Sur prosigue la sedimentación marina con las Margas de Igualada, las Areniscas de Centelles y las Calizas de la Tossa; así como los fan-deltas de Montserrat. Se deduce de todo esto que, a partir de la fase orogénica pirenaica citada (Luteciense-Biarritziense), el dispositivo de la cuenca ofrece ya una sedimentación bilateral, con aportes groseros de origen pirenaico y catalánide en ambos flancos, con tendencia a deflexionarse las corrientes hacia poniente.

Según deducciones paleogeográficas aún no del todo confirmadas, el surco sedimentario se comunicaría - con el Mediterráneo o con el Tethys, por la parte del surco de Vic, ya que las capas marinas más altas del Eoceno se encuentran en el sector comprendido entre Collsuspina y Manresa. Por el lado pirenaico la comunicación con el Tethys estaría taponada por las formaciones continentales de Bellmunt y las inmediatamente superiores que presentan paleocorrientes y granodecrecencia manifiesta de E a W. La unión con el Atlántico se cree muy probable, aunque existen problemas paleogeográficos aún no solucionados, como son las alteraciones palinspáticas debidas a la colocación de los mantos de corrimiento del Pirineo -- aragonés y a la presencia de la Fm. Montañana en los Nogue_{ras} (PUIGDEFABREGAS, 1975).

3.6.1.5. Regresión general, Eoceno superior.

Al llegar el Priaboniense medio, el surco de la segunda transgresión eocena entra en crisis salina al quedar las aguas aisladas del mar abierto. La regresión es definitiva. Se constituye con ello la Cuenca potásica catalana. El problema de la alimentación en agua marina está ligado con lo que se apunta en el apartado anterior: Si esta Formación Salina de Cardona recibió aguas a través de las construcciones arrecifales de la Fm. Tossa (BUSQUETS, 1975; VILAPLANA, 1975), o por el contrario, la cuenca evaporítica quedó aislada por el clásico umbral rocoso que se cerró como consecuencia de la fase orogénica finí-eocena. Lo seguro es que el depósito de sales potásicas formó un megaciclotema único; y, como se apuntó an-

teriormente, se trata de evaporitas más ligadas a las fases orogénicas que al clima. Cuando cesó el aporte de - aguas marinas, en la parte medio-occidental de la cuenca potásica continuó la sedimentación evaporítica, pero en facies sulfatadas de aguas continentales (Fm. Yesos de - Barbastro) superpuestas a las sales de origen marino.

La subsidencia generalizada, muy activa en el Pirineo y más atenuada en el reborde opuesto, conforma la cuenca sedimentaria tal como lo revelan los mapas de isobatas deducidos de la prospección sísmica, provocando la distribución disimétrica de los espesores totales.

3.6.2. Grupo Superior (Oligoceno).

3.6.2.1. Priaboniense medio a Oligoceno.

El tránsito regresivo del Eoceno marino al continental tiene lugar a partir del Priaboniense inferior. La Fm. Salina de Cardona, de edad Priaboniense medio (RAMIREZ DEL POZO et al, 1975), queda pronto recubierta por el Priaboniense superior: Complejo Lacustre de -- Sanahuja de facies lacustre-detrítica en el borde oriental (Cardona), pasando, hacia el SWS, a lacustre detrítico carbonatada-lagunar evaporítica, en la parte central - (Valle del Llobregós, entre Calaf y Pons, en el anticlinal de Suria, etc.).

Desaparecido el influjo de aguas marinas, se pasa a un régimen sedimentario continental endorreico, con suministro de aguas fluviales más sulfatas y carbonatadas, ricas en calcio y sodio; las cuales al remanerse dan sucesivamente, en sentido horizontal, siguiendo una isócrona, facies lacustres detríticas, ritmitas lacustres carbonatadas y finalmente evaporíticas en la parte más central de la cuenca lacustre. Esto queda confirmado con los levantamientos estratigráficos de campo, al constatar que las facies detríticas orientales van pasando sucesivamente a los yesos de Barbastro situados -- siempre más a poniente, de acuerdo con los términos de transición acabados de apuntar. El modelo sedimentario se va desplazando, imbricada y progresivamente, hacia el Oeste durante todo el Oligoceno; de forma que al llegar al Mioceno, el dispositivo lagunar ya se encuentra emplazado en Los Monegros.

Se puede añadir que las aguas estancadas, en las facies de ritmitas carbonatadas del Complejo Lacustre de Sanahuja, presentan una asociación de microfau_{nas} de Ostrácodos y microfloras de Charáceas, denotando un medio de salinidad comprendida entre oligohalina y polihalina.

El reborde S catalánide se moviliza con la fase finieocena, particularmente el Macizo de Gayá, avanzando por bloques según los desgarres transversales y -- dando materiales que constituyen los conglomerados de Bellprat y la Grevalosa; algo anteriores los primeros. La movilidad de la línea del Llobregat posiblemente cebaría la

halocinesis sobre los yesos del Llobregós, cuyo abombamiento es ya evidente en el Sannoisiense inferior.

3.6.2.2. Oligoceno.

Al entrar en el Oligoceno, el modelo sedimentario establecido durante el Priaboniense medio y superior apenas sufre variaciones de importancia. Continúa siendo una cuenca sedimentaria continental, cuyo surco estaría situado aproximadamente en la línea que uniría Suria con Guissona y Balaguer y poseería un suave declive axial hacia poniente. Sedimentación bilateral, con aportes muy importantes y groseros de origen pirenaico: Los Conglomerados de La Quart y de Berga que enlazan con las Molasas de Alpens (o Vilada) y de Solsona. Y aportes menos importantes de conglomerados dispersos provenientes de los Catalánides al Oeste de Montserrat forman los Conglomerados de Grevalosa y de Bellprat que van gradando, hacia el interior de la cuenca, a la Molasa de Artés, siempre roja; y finalmente a las facies carbonatadas lacustres del eje de la cuenca: Calizas de Aguilar, de Aleny, de San Ramón, de La Panadella, de Tárrega, etc.

Ya se han dado bastantes detalles anteriormente al hablar de los tipos de conos de deyección y de las molasas al respecto, los Catalánides fueron mucho más estables durante el Oligoceno inferior y medio; los cabalgamientos y pequeños corrimientos ya se habían producido durante la fase fini-eoceno. En cambio, los Pirineos con sus unidades de corrimiento, continuaron moviéndose durante las dos fases intrasannoisienses registra--

das en S. Llorenç de Morunys; hasta el punto de que, al NW de Pons, los conglomerados marginales del Eoceno sup. y base del Oligoceno han quedado ocultos bajo las unidades corridas. Son los conglomerados sin-sedimentarios y postsedimentarios de estas fases los que se hacen "transgresivos" o solapantes ("onlap") y acaban, a fines del Oligoceno, fosilizando dichas unidades corridas (Conglomerados altos de la Fm. Berga, los Conglomerados de Busa, de Odén, de Comiols).

Durante el Sannoisiense (entre isocronas C y D), cabe señalar las facies lacustres marginales que se situaron entre Copons, Santa Coloma de Queralt y Solivella, las cuales contienen calizas y algunos niveles de yesos.

En cuanto al desarrollo de las estructuras de plegamiento del centro de la cuenca, ya se ha adelantado que son de origen halocinético y regidas por los esfuerzos engendrados por la colocación de las unidades corridas de los Pirineos. Las discordancias localizadas en el interior de la cuenca, (una cerca de Pons, otra en el Sur del dispiro de Cardona), indican que los movimientos de las sales se iniciaron durante el Sannoisiense.

A partir de este momento, la surrección de las arrugas anticlinales se hizo pausadamente, durante todo el Oligoceno. A la vez, en los surcos sinclinales la sedimentación fue más activa y las paleocorrientes se encauzaban en ellos hacia el suroeste, buscando las áreas de llanuras aluviales y lacustres.

Lo que no está definitivamente establecido es la procedencia de los aportes detríticos de la Molasa de Urgell y de las intercalaciones arenosas de la zona de Calaf. ¿Como podrían cruzar los aportes pirenaicos el -- obstáculo que pudiera representar el anticlinal de Sanahuja?. Cabe la posibilidad que éste haya actuado como filtro barrera, desviando las aguas y sedimentos hacia el -- Segre. Otra posibilidad consistiría en que los cursos fluviales, que bajaron del Pirineo en dirección SW, se encajaran en la arruga anticlinal de Sanahuja por antecedencia; de la misma forma en que lo hacen los ríos Arga y Ega al atravesar los anticlinales halocinéticos de la Ribera de Navarra. En ambos casos se trata de unos cursos fluviales preexistentes a los primeros movimientos de plegamiento. Recuérdese que la red fluvial actual, al Oeste del Llobregat, ha dado lugar a un relieve invertido, con los valles excavados en los materiales más tiernos de los núcleos anticlinales. Esta segunda posibilidad es más verosímil a la vista de la naturaleza de los materiales de Urgell y de la secuencia de plegamiento que se describirá más adelante.

En el Oligoceno superior, y antes del Aquitaniense se registra la última fase del plegamiento alpino. Con ella se refuerza el plegamiento esbozado en las fases anteriores, y se deforman los terrenos sedimentados durante el Stampiense y Chattiense. La discordancia de Cardona se deforma (es decir, se incurva el plano de discordancia) y la sal del anticlinal de Cardona se inyecta diapíricamente, creando el domo actual, aún activo.

A partir del Oligoceno, en el área catalana de la Depresión del Ebro, ya no se registran depósitos más modernos. El conjunto queda sometido a erosión y formando de un relieve estructural, con cuestas y relieves invertidos; pero sin llegar a formarse una penillanura. - La red fluvial se encaja epigenéticamente, en su mayoría, sin respetar las alineaciones tectónicas (Ter, Llobregat). Otros en cambio, se adaptan a los ejes de plegamiento como ocurre en los afluentes del Segre. Durante el Cuaternario se constituyen las consabidas terrazas fluviales; y, en los llanos de Urgell, se sedimentó el complejo cuaternario de terrazas y glaciés que cubre una parte importante de la cartografía presentada.

Sobre el clima dominante durante el Eoceno superior y el Oligoceno, se tienen valiosos datos paleobotánicos proporcionados por los yacimientos de Cervera, Sarreal, Ribesalbes, Sossis, etc. estudiados por DEPAPE, FLICHE, MADERN, FERNANDEZ MARRON y DE SITTER, que denotan la existencia de especies que crecerían bajo un clima intertropical cálido y húmedo, agresivo y laterizante, con marcadas variaciones estacionales.

3.7. ESTRUCTURA DE LA DEPRESION.

La estructura de la Depresión Terciaria Catalana, es preciso describirla bajo diferentes aspectos: Estructuras de los bordes y estructuras de la parte central de la cuenca. Por otro lado, el Terciario puede dividirse, a efectos tectónicos, en tres pisos estructurales, cada uno de los cuales adquiere unas características peculiares de deformación.

Estos tres pisos son:

3. Terciario continental suprasalino, competente.
2. Formación salina de Cardona, sujeta a halocinesis muy fuerte, sobre todo en la parte central de la "cuenca potásica catalana".
1. Terciario infrasalino. Son las unidades pertenecientes al Paleoceno y Eoceno con las dos transgresiones marinas y su intercalación de facies continental, así como el continental por debajo de la primera cuña marina.

3.7.1. El substrato preterciario.

Está constituido por rocas y formaciones -- muy distintas según los lugares: Granito y metamórfico -- en la zona del Montseny-Guilleries-Olot; Triásico entre -- el Montseny y Prenafeta; Paleozoico entre Prenafeta y Scala Dei (Montsant). En el reborde pirenaico la parte oriental (al E del Ter) descansa sobre el Permotrias; la occi-- dental está mal conocida por falta de más datos de sondeo, aunque se cree que es Mesozoico (sondeos de Puigreig y Basella), y por falta de secciones, ya que este reborde está fuertemente cabalgado y oculto bajo los mantos pirenaicos (mantos de Pedraforca, del Montsec o de Gavarnie, etc.), (SEGURET, 1970).

La topografía de la base del Terciario se presenta relativamente poco deformada y en descenso generalizado hacia el reborde pirenaico, con un máximo superior a los 2.400 m en el área de Oliana.

En la zona de Olot, dicha superficie adopta la forma de surco o sineclisa, que hacia el Oeste, desaparece bajo los mantos pirenaicos.

En el informe de síntesis previa para la prospección de uranio" (CGS, 1975), se representan fallas de desgarre, con componente horizontal y vertical bastante bien reconocidas de acuerdo con los datos de sísmica y sondeos estratigráficos y los de superficie de que se dispuso. Existe un sistema NW-SE, normal a la costa mediterránea, cuyos elementos más destacados son las fallas siguientes, de SW a NE:

Falla del Francolí.

Falla del Anoia.

Falla del Llobregat.

Fallas de Centelles y del Montseny.

Falla de Amer.

Falla de St. Joan de F.

Falla de Santa Pau.

Falla de Albanyà

Falla de La Bajol

Falla de la Junquera.

Falla de Sant Climent Sescebes.

Falla de Vilajuiga.

De orientación casi normal al sistema anterior es la falla siniestra del Segre, paralela a este río y que se prolonga en dirección SW a NE por la Cerdaña y el valle del Tet o del Conflent, en Francia. Es una falla de dirección paralela al sistema de fallas maestras que delimitan el Sistema Costero Catalán, y el propio litoral catalán.

3.7.2. Los rebordes de la cuenca.

En general están fuertemente tectonizados. - Por el Pirineo, al W de Olot, el frente del accidente es cabalgante, para pasar a mantos cada vez de mayor traslación hacia el Sur hasta el alóctono de los Nogueras. Por esta razón, las facies marginales de las unidades pre y sintectónicas adosadas al Pirineo (Paleocenas, Eocenas y del Oligoceno inferior), no son visibles estando, a no dudarlo, ocultas bajo las unidades alóctonas.

El reborde del Sistema Costero Catalán (los Catalánides) es variable. El contacto de Olot a La Garriga, es normal. De esta localidad hasta Cabra del Camp, es cabalgante, con plesiocapas o pequeños corrimientos de algunos kilómetros de profundidad, empujados hacia el NW.

Así pues, en algunos lugares, el contacto es de simple flexura, o falla; en otros es cabalgante y en bloques empujados hacia el NW; finalmente, en otros, el contacto no está tectonizado en absoluto. Mirando el conjunto de este reborde suroriental, podrá observarse sobre un mapa a mediana escala (1:200.000, hojas de "Hospitalet", "Barcelona", "Tarragona" y "Tortosa") como existe un siste

ma de fallas cabalgantes y desgarres mediante los cuales los bloques de los Catalánides se resuelven en una serie de relevos, de modo que los bloques más avanzados son -- los del SW.

La zona marginal pirenaica está fuertemente tectonizada. Así se tiene un cabalgamiento que se -- inicia en St. Jaume de Lierca (en el río Fluvià) sigue -- por Riudaura, Vallfogona, Berga, S. Llorenç de Morunys y Peramola, el cual separa un Terciario autóctono de un Ter_{ciario} (y a veces Mesozoico) septentrionales, cabalgantes y más o menos profundamente desplazados hacia el Sur, cons_{tituyendo} los frentes de los mantos llamados, según los -- autores, manto de Gavarnie, Manto de Montsec, Manto del -- Pedraforca. En el Llobregat (Berga) y en el Segre (Pera_{mola}) hay un relevo en dichos accidentes apareciendo unos bloques más desplazados hacia el Sur que otros. Las áreas del autóctono aledañas al accidente están intensamente replegadas (área de Olot, conglomerados de la Quart, etc.). Las unidades corridas, entre el Ter y el Segre presentan -- recubrimientos de materiales terciarios (especialmente con_{glomerados}) discordantes, no muy potentes, de difícil corre_{lación} con las series autóctonas del interior de la cubeta, aunque se ha intentado por el mecanismo de la discordancia progresiva (RIVA). Los existentes entre el Llobregat y el Segre, se pueden cualificar de post-tectónicos (aunque -- afectados por fases modernas).

Hacia poniente, como ya se dicho, los conglo_{merados} de Berga van siendo progresivamente discordantes y solapantes ("on lap") sobre las unidades más antiguas; los

Conglomerados de Lord y Busa, al W de S. Llorenç de Morunys, adquieren este carácter; pero aún quedan afectados por las últimas fases de plegamiento oligocenas. Los Conglomerados de Comiols y su prolongación al E (son los Conglomerados de Sant Honorat de ALMELA, et al, 1943, encima de Peramola) y las series molásico-conglomeráticas - directamente infrayacentes, son netamente post-tectónicas; y es así como las Sierras de Aubens, de Peramola, del Montsec, los apuntamientos diapíricos de Bellfort y Montmagastre, Sierras de Sant Mamet, etc., quedan fosilizados bajo los materiales más altos del Oligoceno, tal vez ya del Mioceno inferior, discordantes.

3.7.3. El plegamiento interno de la cuenca.

Se puede afirmar que el plegamiento afecta solamente al piso estructural más alto, (terciario continental suprasalino) quedando el inferior (o infrasalino), sin deformación o prácticamente sin ella. Ya se ha hecho alusión anteriormente al carácter poco deformado de la base del Terciario.

Dicha superficie desciende suave y regularmente hacia el Pirineo y constituye un buen reflector sísmico por debajo de las unidades alóctonas.

Esta disarmonía estructural es debida a la existencia de determinados niveles plásticos o incompetentes que han actuado como niveles de despegue. En la parte central de la cuenca, este nivel ha sido la Formación Salina de Cardona. En la más próxima al Pirineo ha habi-

do uno o varios niveles: en Oliana, muy probablemente, ha sido la base de las Margas de Oliana (o de Igualada). Más al Este ha intervenido el "Garummiense" que es arcilloso y el horizonte más profundo y además las anhidritas de Beuda que descansan sobre la Fm. de Vallfogona, o las Margas de Bañolas (según DEFALQUE, 1968). Los cortes N-S en el valle del Ter de FONTBOTE (1961) y de DEFALQUE (1968) en la región de Olot son muy expresivos en este sentido.

Al igual que para toda la depresión, en la parte central correspondiente a la cuenca potásica, y a efectos tectónicos, se pueden distinguir tres pisos estructurales:

3. Terciario continental y suprasalino, - competente.
2. Formaciones salinas y yesíferas, de -- Cardona y Barbastro respectivamente, - niveles incompetentes.
1. Eoceno marino.

En estos, la sal de Cardona y los yesos de Barbastro han actuado como nivel de despegue a la vez que, por halocinesis, han ido formando las enormes estructuras anticlinales de fondo plano, (o semidiapiros) que se encuentran a mediodía y a poniente de la línea que va de Oliana -

a Puigreig y Olost (Vic). Esto ha sido comprobado por sísmica y sondeos. Por ejemplo, en Cardona hay más de dos mil metros verticales de sal desde la superficie hasta las Margas de Igualada. Esta tectónica queda fuertemente reflejada en los mapas de isopacas.

La sal, debido a que la aplicación de los esfuerzos, durante la colocación de los mantos pirenaicos, se hizo en el piso suprasalino competente antes citado, fue inducida a migrar y a acumularse formando intumescencias alargadas según alineaciones normales a la dirección de dichos esfuerzos.

Se cree además (com. oral de A. RAMIREZ) - que algunas fallas de poco salto afectando al substrato salino, han podido contribuir a que la halocinesis se haya desarrollado longitudinalmente de acuerdo con las direcciones de las mismas.

El resultado son tres sistemas de pliegues acomodados a las grandes traslaciones pirenaicas y arrumbados por las principales fracturas de la Costero Catalana.

El sistema principal es el paralelo a la falla del Segre (sistema NE-SW) que presenta las siguientes estructuras mayores:

El frente del manto de Pedraforca define un sistema WNW-ESE localizado en el alto Solsonés y con los siguientes elementos mayores:

Sinclinal de Busa - Prats de Lluçanès.

Anticlinal de Cap de Pla - Puigreig.

Sinclinal de Solsona.

Estos, al SE se arrumban también a la dirección de las fallas de Centelles y del Montseny.

Por último, en el Ripollés y comarca de -- Olot, un cuarto sistema, que afecta a materiales continentales y marinos del Eoceno, es sensiblemente de dirección EW, paralelo al Pirineo, y con origen no halocinético; incluso debe ser anterior a las traslaciones estando ligado al abombamiento de la zona axial y despegado a nivel del "Garumniense". Su intensidad decrece de N a S y aunque - cortado y afectado por las grandes fallas costero catalanas no se arrumba a éstas.

Sus elementos principales son:

Sinclinal de Ripoll.

Anticlinal de Vallfogona.

Sinclinal de Milany.

Anticlinal de la Farga - St. Privat.

Sinclinal de Sora - La Quart.

Anticlinal de Berga.

Sinclinal de Vidrà.

Anticlinal de Bellmunt - Joanetes.

Sinclinal de Perafita.

Sinclinal de Sta. Coloma.

Anticlinal de Oliana-Bellfort-Montmagastre.

Sinclinal de Grialo.

Anticlinal de Artesa-Tiurana

Sinclinal de Pons.

Anticlinal de Vilanova de l'Aguda.

Sinclinal de St. Climens.

Anticlinal de l'Estany.

Sinclinal de Ardévol.

Anticlinal de Cardona.

Sinclinal de Saló.

Anticlinal de Suria-Balsareny.

Sinclinal de Callús

Anticlinal de Sta. María d'Oló.

Este sistema está limitado al Sur por el eje anticlinal de Sanahuja (tambien llamado del Llobregós) de dirección NW-SE oblicua a todos los ejes del sistema anterior, y que se arrumba a la prolongación de la falla de desgarré del Llobregat. Este anticlinal hacia el oeste se acomoda a la dirección EW del frente del manto del Monsec dando lugar a un sistema que consta de:

Sinclinal de Camarasa.

Anticlinal de Cubells.

Sinclinal de Agramunt-Tarroja.

Anticlinal de Asentíu.

El sistema se arrumba por el SE a la dirección de la falla del Anoia.

En superficie, y en el nivel estructural 3, existen algunas fallas de compresión cabalgantes paralelas a los ejes anticlinales. Así se tienen las fallas - de Cardona y de Suria (falla de Tordell), la primera vergente al Sur y la segunda al Norte. Además están la falla de Guix (al S. de Sallent) y la falla del anticlinal de Santa María d'Oló.

De significación compleja, pero sin duda, - relacionada con la intersección del desgarre del Llobregat y el anticlinal Suria-Llobregós, es la falla de "crecimiento" de St. Martí de Sosgaioles que, durante todo - el Sannoisiense, ha funcionado hundiendo el lado E y provocando la mayor potencia y detricidad de las series del lado hundido. Posteriormente al depósito Stampiense, ha vuelto a jugar, dando el salto actual.

En la zona de Prats de Lluçanes-Oristá y en las inmediaciones de Basella se sitúan dos áreas casi tabulares hacia las cuales convergen varios ejes de plegamiento que desaparecen al ponerse tendidos los flancos - de los mismos. Añádase que el área SW de la zona cartografiada, ocupada por las calizas lacustres (de Tárrega, S. Ramón) y la Molasa de Urgell, forma un suave sinclinal cuyo eje, -no marcado en la cartografía -, más o menos - coincidirá con la carretera N-II y que sería prolongación del de Callús.

Sin embargo, es notoria la interferencia de ejes de plegamiento que se opera sobre el anticlinal de Sanahuja (WNW-ESE) y el sistema de pliegues orientado de

NE a SW; especialmente entre Pons-Vilanova de l'Aguda y Oliola. Los autores de la Hoja "MAGNA" nº 329, "Pons", (RAMIREZ DEL POZO et al) se plantean el problema de la edad relativa de dichos pliegues, opinando, con reservas, que el anticlinal de Sanahuja es anterior al sistema NE-SW.

3.7.4. Las fases de plegamiento.

Ya se ha apuntado anteriormente que las -- formaciones terciarias estudiadas pueden ser consideradas como sintectónicas en gran parte del Terciario, especialmente las del grupo superior a la regresión Biarritzense. Este carácter sintectónico viene revelado por -- las numerosas discordancias progresivas y angulares sintectónicas intercaladas en las formaciones conglomeráticas y molásicas de los rebordes pirenaico y del sistema costero catalán. Estos accidentes han sido detalladamente estudiados en las publicaciones de RIBA (1967, 1975, 1976a, 1976b) SEGURET (1970) y REILLE (1971).

Existen, además, dos discordancias angulares intraformacionales de la Molasa situadas en el interior de la cuenca. La primera se encuentra entre Pons y el anticlinal de Vilanova de l'Aguda, cartografiada y -- descrita en la Hoja de "PONS" (RAMIREZ DEL POZO, et al, 1975, Mem. p 22) como intrasannoisiense. La segunda, se encuentra en el flanco meridional del noroeste del anticlinal de Cardona, interpretada por algunos autores como una falla (WAGNER et al, 1971) y más tarde como una discordancia angular deformada (RAMIREZ DEL POZO et al, 1975 p 20), también intrasannoisiense.

En el borde SE, perteneciente al Sistema Costero Catalán existen las siguientes discordancias, todas -- ellas de datación bastante aproximada:

- 1ª. En la base de los conglomerados de Montserrat hay una discordancia angular correlacionable con la base del Biarritziense (com. verbal de P. ANADON).
- 2ª. Entre Vallespinosa y Cabra del Camp, los conglomerados de Bellprat (Sannoisiense inf.) descansan en discordancia angular sobre el Priaboniense y niveles más antiguos. Se trata de la fase Priaboniense-Oligoceno, (nº 3 del Pirineo).
- 3ª. Discordancia progresiva de La Espluga de Francolí, situada aproximadamente en el límite entre Sannoisiense-Stampiense, -- con muchas dudas. (Correlacionable, quizá, con la 2ª fase intrasannoisiense del Pirineo).

En el borde pirenaico, además de las fases fini-cretácicas, citadas por GARRIDO Y RIOS (1972), cabe señalar las siguientes:

Fase 1: "Garumniense"(Landeniense), GARRIDO y RIOS (1972).

Fase 2: Luteciense sup.-Biarritziense, SOLE SUGRAÑES (1972).

= Luteciense 1 a Luteciense 2, GARRIDO Y RIOS (1972). Compresión NW-SE.

- Fase 3: Priaboniense-Oligoceno, SOLE SUGRAÑES (1972). Comprensión N-S.
 = Ludiense-Oligoceno, en Sossís, -- (ROSELL y RIBA, 1966).
 = Eoceno sup. RIBA (1967, 1973, 1976).
- Fase 4: 1ª Intra-Sannoisiense, RIBA (1967, 1973, 1976).
- Fase 5: 2ª Intra-Sannoisiense, RIBA (1967, 1973, 1976).
- Fase 6: Finioligocena pre-aquitaniense (CRU SAFONT et al 1966).

El Luteciense 2, de GARRIDO y RIOS (1972) en parte corresponde al Luteciense superior y en parte al -- Biarritziense por lo que ambas dataciones, la primera realizada en las cercanías de Sant Llorenç de Morunys, la segunda en el Pirineo Aragonés, pueden ser consideradas como contemporáneas.

Al tratarse de una tectónica en gran parte - sinsedimentaria que, al cebar la halocinosis, prolonga -- sus efectos en el tiempo, las disimetrías de materiales y potencias que se observan en el campo entre los flancos - de los anticlinales y de unos a otros han permitido situar las tres últimas fases, de una manera aproximada.

Así, en el anticlinal de Sanahuja es muy evidente la diferente naturaleza de los materiales entre el

flanco norte y el sur a partir del Sannoisiense inferior, incluyendo la procedencia, por lo que hay que admitir que el plegamiento de las evaporitas ha comenzado y tiene desarrollo suficiente para dividir los aportes. La misma posición cronológica tiene la discordancia angular-progresiva de Cardona y la posible de Suria. Sin embargo ninguno del resto de los anticlinales del Sistema NE-SW presentan disimetrías similares. Por tanto, la holocinesis del conjunto Sanahuja-Suria-Cardona podemos suponerla iniciada en el Sannoisiense inferior y coincidente con la fase 4 (1ª Intra-sannoisiense, RIBA).

La discordancia de Pons, que afecta a todo el Sannoisiense hasta faltar totalmente estos materiales al W en tanto que ganan potencia al N de la misma, parece indicar que un segundo umbral salino transversal al primero actúa a partir del Sannoisiense medio. La cartografía muestra claramente no puede ser otro que el anticlinal de Cubells. Los materiales de éste, en gran parte de edad Sannoisiense, se depositarían en el nuevo surco evaporítico que, con dirección EW, se formaría por cizalla del primero en una primera traslación del macizo del Montsec (cuyo frente se situaría sobre la línea de Meyá) y coincidiendo su inicio con la citada 1ª fase intra-sannoisiense.

Tras el depósito evaporítico de Cubells, - una nueva traslación iniciada con la 2ª fase intra-sannoisiense, cebaría su halocinesis empalmado con las postrimerías de la primera (existe entre Oliola, Pons y Vilanova un notable complejo de interferencia). Esta segunda fase se parece la responsable del cebado y plegamiento de los

anticlinales del sistema NE-SW, así como de la reactivación y diapirización de los de Suria, Cardona y Sanahuja respectivamente.

Por su parte, el anticlinal parcialmente - diapírico de Oliana-Bellfort-Montmagastre parece iniciado por despegue a nivel de las margas eocenas durante la primera fase intraoligocena (conglomerados Sannoisienses) habiendo sufrido una reactivación con la segunda fase, - (conglomerados de la base del Stampiense), con intervención del Keuper. Todo ello ligado al desgarramiento sinistral del Segre.

Después de la segunda fase, el eje de depósitos evaporíticos quedaría situado sobre la línea de -- Asentiú-Bellmunt, y aún una postrera fase finioligocena (fase 6ª), los cebaría dando el anticlinal de Asentiú y todo el sistema próximo; además de provocar los cabalgamientos del flanco SW del anticlinal de Oliana, del flanco W, del sinclinal de Rubio y del N del de Camarasa; e incluso una nueva activación del diapiro de Bellfort-Montmagastre.

Probablemente, además de la fase pre-Aquitaniense, habrá habido algunos movimientos intra-miocenos que afectaron los bloques del Sistema Costero Catalán, y posteriormente otros contemporáneos del Messiniense. La neotectónica habrá conformado definitivamente la tectomorfología de todo el ámbito del estudio.

La edad de las fases de plegamiento, como se ha visto, es un problema aun abierto debido a dos razones: Por un lado, a la imprecisión estratigráfica de las series conglomeráticas marginales, y por otro a la halocinesis y al deslizamiento de los mantos. Muy probablemente, como ya se ha apuntado, la halocinesis y el deslizamiento de los mantos. Muy probablemente, como ya se ha apuntado, la halocinesis y el deslizamiento gravitatorio de mantos fueron fenómenos debidos por los impulsos orogénicos, pero luego, una vez iniciados, se prolongaron más en el tiempo (así opina REILLE, 1971). También cabría pensar que las fases de plegamiento fueron más prolongadas en el tiempo de lo que afirmaban los autores clásicos.

3.7.5. Los buzamientos.

Los rebordes montañosos pirenaicos presentan los buzamientos correspondientes a las áreas replegadas pirenaicas, con gradación hacia el S. El reborde S presenta buzamientos fuertes (mayores de 30°) al W de Igualada y SE de Montserrat y más débiles, menores de 10°, en el resto. El plegamiento diapírico del centro de la cuenca da buzamientos destacados. El resto, ofrece buzamientos débiles: toda la Segarra y el Urgell, el Solsonés, Lluçanes, Moyanés, Ausona (Vic), comarcas de Manresa e Igualada.

4.- SECTOR HUESCA - ESTELLA

4. SECTOR HUESCA-ESTELLA.

4.1. LIMITES.

El área de estudio (Figura 2) comprende parte de las provincias de Navarra, Zaragoza, Huesca y Lérida.

Los límites de la misma (Plano 2) son: Al N y NE, los afloramientos de materiales mesozoicos y del -- Eoceno Marino de las Sierras de Cantabria y de Andía, la cubeta de Pamplona, la Canal de Berdún, el anticlinal de Boltaña y las Sierras Exteriores; al E, los yesos del Anticlinal de Barbastro y el Llano de Lérida; y al S y SW, las calizas y yesos de Los Monegros y de la Ribera navarra.

La superficie aproximada del área así delimitada es de unos 12.500 km².

Desde el punto de vista orográfico, se distingue la zona N del área estudiada, montañosa, de la zona S, que constituye desde el punto de vista geográfico, la auténtica Depresión del Ebro, con una topografía muy suave.

En la zona N se superan los 1.000 m de altura s.n.m. en Montejurra (1.048), El Perdón (1.037), Peña Izaga (1.352), Selva (1.154), San Juan de la Peña (1.546), Oroel (1799) y Canciás (1.928). En la zona S, las cotas varían entre 350 en el llano de Lérida, y los 700 de la Hoja de Huesca.

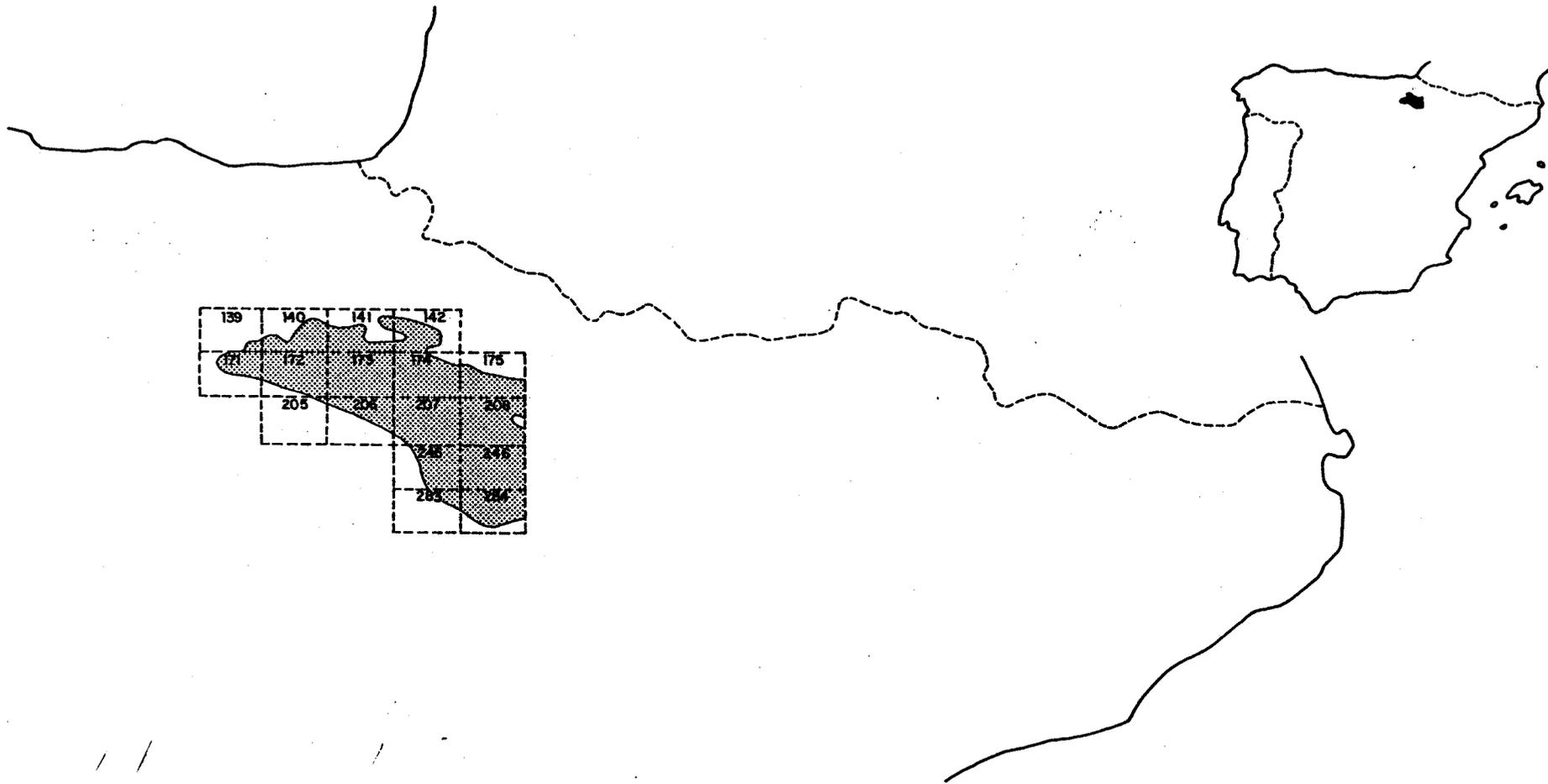


Fig.2-SITUACION DEL SECTOR HUESCA-ESTELLA

Con respecto a la hidrografía, hay que señalar que todos los cursos fluviales vierten al Ebro, que discurre al SW del borde meridional del área estudiada. La dirección de los ríos es predominantemente Norte-Sur, destacándose el Ega, el Arga, el Aragón, el Gállego, el Alcanadre, el Cinca y el Noguera Ribagorzana, ya en el extremo oriental de la zona.

Los núcleos de población no son demasiado abundantes en el área de estudio, y en general en número de sus habitantes no es elevado. Las poblaciones más importantes son Estella, Tafalla, Sangüesa, Ejea de los Caballeros, Huesca, Sariñena, Monzón, Binéfar y Fraga. Próximas a la zona estudiada están situadas Logroño, Pamplona, Jaca, Boltaña, Barbastro, Balaguer, Zaragoza, Tudela y Calahorra.

En cuanto a las comunicaciones hay que mencionar las carreteras Logroño-Pamplona, Tudela-Pamplona, Zaragoza-Huesca y Lérida-Huesca-Pamplona; y los ferrocarriles Zaragoza-Pamplona, Zaragoza-Canfranc, Lérida-Zaragoza por Tardienta, y Lérida-Barbastro.

Los materiales que ocupan la zona estudiada forman parte de la Depresión Terciaria del Ebro, y su edad está comprendida entre el Priaboniense y el Vindoboniense. Los términos inferiores afloran en la parte Norte de la zona, que presenta una estructura plegada, de ejes E-W; mientras que en la parte meridional afloran exclusivamente sedimentos miocenos subhorizontales, recubiertos de manera discontinua por materiales de terrazas

y glaciais pliocuaternarios.

El carácter de los sedimentos es exclusivamente continental, predominando las facies conglomeráticas, molásicas, y arcillosas sobre las facies calcáreas y yesíferas.

La sedimentación de tipo endorreico, está directamente controlada por los acontecimientos tectónicos. Los materiales proceden de los Pirineos, por una parte, y del conjunto Ibérico-Catalánides por otra. En el eje de la cuenca, que con el tiempo se desplaza de N a S, se depositan calizas y evaporitas.

4.2. ASOCIACIONES DE ESTRATOS EN EL SECTOR HUESCA-ESTRELLA.

Raras veces se produce, en la zona estudiada, la sucesión de estratos de una misma litología, sino que, por el contrario, alternan estratos de dos litologías, y a veces son tres tipos litológicos los que se repiten alternativamente para dar un litosoma.

Generalmente los estratos de conglomerados, areniscas, calizas y yesos se presentan asociados a niveles de arcillas y/o limolitas.

Así, la alternancia conglomerado/limolita, es habitual en las facies conglomeráticas. Las facies de areniscas de ripples se caracterizan por la alternancia de éstas con niveles arcillosos. Las facies molásicas se

distinguen por la repetición del ciclo paleocanales y placas de arenisca/arcilla y a veces arenisca/limolita/arcilla.

En las facies lutíticas alternan delgados niveles de litología arenosa o calcárea con potentes paquetes de arcilla, mientras que las facies calcáreas y yesíferas se caracterizan por la alternancia de niveles de naturaleza carbonatada y evaporítica con arcillas y/o mar--gas.

4.3. CRONOESTRATIGRAFIA.

Generalmente los terrenos de facies continental son de difícil datación, debido a que los yacimientos de vertebrados son muy esporádicos y están desigualmente repartidos. Así, en la zona estudiada sólo se conocen -- los yacimientos de vertebrados de Monteagudo y Tudela, en Navarra, y de Santa Cilia en Aragón. Todos ellos corresponden a distintos niveles de Mioceno.

Las dataciones basadas en Charophytas y Os--trácodos aunque no se corresponden exactamente con las zonas de vertebrados, que constituyen la base de la estratigrafía del Terciario continental, permiten, gracias a la mayor abundancia de dichos microfósiles, separar las distintas unidades cronoestratigráficas con cierta aproximación. Este tipo de estudios fue anteriormente intentado, en la zona que nos ocupa (C. PUIGDEFABREGAS, 1975) y es -- el que se ha tomado como base para la elaboración del mapa litoestratigráfico.

Las correlaciones se han establecido a base de niveles fotogeológicos, a los que se supone valor cro-noestratigráfico, y que están situados entre puntos de -- edad conocida. Los niveles representados son: A (Eoceno-Oligoceno); B (Sannoisiense-Stampiense); C (Stampiense--Chattiense); D (Intra-Aquitaniense); E (Aquitaniense-Vin-doboniense) (Tabla I). Tales niveles han podido ser tra-zados en toda la zona estudiada, con excepción del nivel D, cuyo trazado en la zona de Huesca es muy problemático por lo cual no se ha representado en el Mapa litoestrati-gráfico (Plano nº 2).

4.4. LITOESTRATIGRAFIA.

Los sedimentos continentales se apoyan so-bre materiales del Eoceno Superior marino, con los que - se indentan muy localmente. El tránsito de sedimentos - marinos a continentales se realiza a través de un comple-jo sistema de sedimentos deltáicos, evaporíticos y arre-cifales, y tiene lugar de manera diacrónica durante el - Priaboniense.

Desde el punto de vista estratigráfico cabe distinguir dos grandes complejos sedimentarios separados por una discordancia (Figura 3):

- El Complejo Inferior, de edad Priabonien-se a Stampiense, constituido por molasas de color predominantemente rojo, y proceden-cia Sur con aportes laterales de color - pardo amarillento del N y que comprende-ría las formaciones de Campodarbe, Mues, Peraltilla.

Sistema	Sub-sistema	Serie	Sub-serie	P I S O	ISOCRONAS
T E R C I A R I O	N E O G E N O	M I O C E N O	INFERIOR MEDIO	VINDOBONIENSE	- E -
				BURDIGALIENSE	
				AQUITANIENSE	- D -
	P A L E O G E N O	O L I G O C E N O		CHATTIENSE	- C -
				STAMPIENSE	- B -
				SANNOISIENSE	- A -
	EOCENO SUP.		PRIABONIENSE		

TABLA I. - SITUACION CRONOESTRATIGRAFICA DE LAS ISOCRONAS CARTOGRAFIADAS.

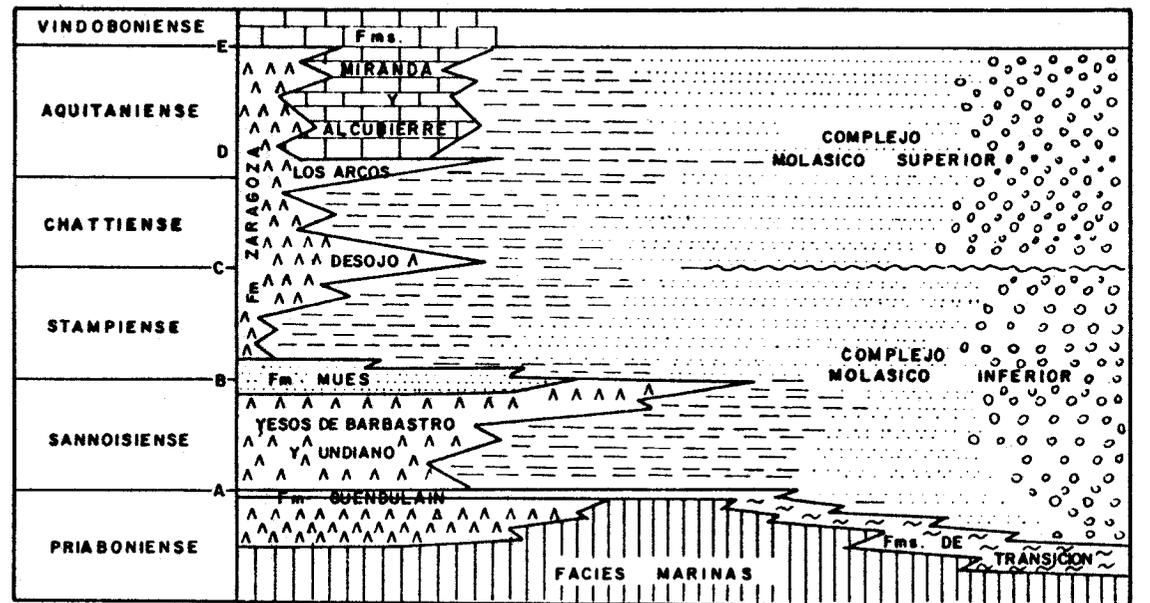


Fig. 3.- ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR CENTROSEPTENTRIONAL DE LA DEPRESION DEL EBRO. ESQUEMA APROXIMADAMENTE W-E, MUY SIMPLIFICADO.-

- El Complejo Superior, de edad Chattien-
se-Aquitaniense, representado por mola-
sas de colores pardos, ocres y amarillen-
tos, que proceden principalmente del Nor-
te, y que comprende las formaciones de -
Estella, Uncastillo, Sariñena y Bernues.
Esta facies pardo-amarillenta ha sido --
llamada "facies normal" por varios auto-
res.

El paso del complejo inferior al superior -
se efectúa mediante una discordancia localmente agudas y
a veces progresiva. El sentido predominante de las paleo-
corrientes se invierte, como demostró RIBA (1962) despla-
zándose el eje de la cuenca hacia el S y variando notable-
mente la distribución de las facies.

Dentro de los complejos citados, han sido -
distinguidas en la bibliografía grandes unidades litoestra-
tigráficas con el rango de Formaciones que se describirán
a continuación. Por lo general, los caracteres en los que
se basa la definición de las formaciones son, además de la
litología, el color y su situación con respecto a otras --
formaciones.

Cada formación ha sido subdividida en la --
cartografía 1:200.000 en subunidades litológicas, de acuer-
do con criterios litológicos.

En el mapa Litoestratigráfico 1:200.000,
se han cartografiado las diversas formaciones, que se des

criben en el presente capítulo.

4.4.1. Formaciones de transición.

Entre los materiales del Eoceno Marino y - los sedimentos continentales, existe un complejo sistema de formaciones de transición de carácter deltáico, evapo- rítico y costero, que han sido descritas por C. Puigdefá- bregas en 1975. De ellas únicamente se ha representado en la cartografía el Miembro Liédena de la Fm. Guendulain, por su carácter arenoso y de nivel guía.

Fm. GUENDULAIN (Puigdefabregas, 1975).

La localidad de Guendulain está situada a unos 10 kms al SW de Pamplona. Como sección tipo puede tomarse el de Salinas de Ibargoiti.

Litología: Comprende todos los materiales comprendidos entre las facies marinas (Margas de Pamplona) y las facies continentales (Fm. Campodarbe, unidades de Zabalza y Undiano). La litología es predominantemente - lutítica, conteniendo intercalaciones salinas en la ba- se, y niveles de areniscas de ripples a techo.

Límites: El límite inferior está formado - por las facies marinas del Eoceno superior (Fm. Margas - de Pamplona), en tanto que el superior viene dado por los sedimentos continentales de la Fm. Campodarbe y la unidad evaporítica del Undiano. Al W desaparece por debajo de - los conglomerados del Perdón.

Edad: Según Puigdefábricas, la Fm. Guendulain debe incluirse en el Eoceno Superior.

Unidades: Se distinguen los miembros siguientes:

- Formación salina de Pamplona (Riba 1975), constituido por arcillas de tonos grises, verdes y rojos, con laminaciones milimétricas, conteniendo sales potásicas.

- Areniscas de Liédena (Mangin 1962): Arenisca de Guendulain (Riba y Pérez Mateos, 1962), Arenisca de Galar (Del Valle, inédito; Riba, 1975). Está constituida por niveles de arenisca de ripple-marks, y constituye un excelente nivel guía desde Ruesta hasta Guendulain. El color predominante varía entre el gris y el ocre.

4.4.2. Formaciones molásicas.

Diversas formaciones de carácter molásico han sido descritas en trabajos precedentes. Las Formaciones de Campodarbe, Bernués y Uncastillo han sido estudiadas por C. Puigdefábricas desde el punto de vista sedimentológico (1975). Las Fms. Peraltilla y Sariñena fueron estudiadas por Quirantes (1969), mientras que la Fm. Estella ha sido descrita por O. Riba en 1962 y posteriores, y la Fm. de Mués por J. Solé Sedó en 1972.

Fm. CAMPODARBE (Puigdefábregas, 1975). (Fm. de Campodarba y Anzánigo, Soler y Puigdefábregas, 1970).

La localidad de Campodarbe está situada unos 10 kms. al SW de Boltaña (Hoja 211, 5º 43' long. E, 42º - 25' lat. N.). Como secuencia tipo puede tomarse la de Monrepós (42), medida en la carretera de Huesca a Sabiñánigo.

Litología: Está generalmente constituida por una alternancia de bancos de areniscas y/o conglomerados, con lutitas de color predominantemente rojo. La relación clástica es muy variable, disminuyendo desde los conglomerados masivos, al E, a las unidades lutíticas, al W.

Límites: Tiene por base la discordancia angular de Campodarbe al E, y las formaciones deltaicas del Eoceno Superior, con las que localmente se indenta, hacia el W. En la región de Pamplona, el límite inferior viene dado por el techo de la Fm. Guendulain.

El límite superior se sitúa en la base de la discordancia progresiva, localmente angular, de los conglomerados de borde de la Fm. Uncastillo. En la cuenca del Guarga este límite superior es muy impreciso, situándose en la base de los conglomerados de Oroel y San Juan de la Peña (Fm. Bernués, Puigdefábregas, 1975).

Edad: Según Puigdefábregas, la edad de la Fm. Campodarbe comprende en parte el Eoceno Superior, el Sannoisiense y el Stampiense.

Unidades: Se han distinguido las siguientes unidades:

- Unidades de conglomerados masivos: Sta. Orosia (10), Canciás (12).
- Conglomerados dispersos: Laguarda (20).
- Limos rojos arenosos con niveles conglomeráticos: Bailín (21).
- Areniscas de ripples alternando con lutitas y paleocanales: Ruesta (24).
- Moladas: Monrepós (26), Guarga (27), Pettilla (30), Martés (31), Lasaosa (32), - Bibán (33), Ipiés (40).
- Facies lutíticas: Santa Cruz (51), Campo darbe (55), Javier (56), Zabalza (63), - Cáteda (64), Ligüerre (65).

Fm. de MUES (Solé Sedó, 1972).

(= Areniscas tigreadas (RIBA, 1962 y sucesivos).

(= Capas rosadas (RIBA, 1976).

La localidad de Mués está situada en la carretera comarcal de Sesma a Acedo (Hoja 171; 1º 28' long. y 42º 36' lat.).

La sección tipo de esta formación es la del camino de Sorlada a Los Arcos, y secciones auxiliares son la del camino de Olejua a la carretera N-III (Logroño-Pamplona), y la de Mirafuentes a Desojo.

Litología: La Fm. de Mués está formada por una alternancia de bancos de arenisca de potencia variable (desde pocos cms. hasta 7 m) y color rojo oscuro a rosado, con arcillitas y limolitas de color rojo. En la parte superior hay intercalaciones de bancos de calizas grises lacustres de potencia inferior a 1,5 m. El índice de clasticidad es elevado en la base, disminuyendo hacia el techo.

Límites: El límite inferior de la Fm. de Mues son los yesos de Undiano (= yesos inferiores de Mués, Riba 1962, yesos de Puentealarreina, Riba 1975).

El límite superior lo constituyen los yesos de Desojo (RIBA, 1962).

Al E la Fm. de Mués desaparece por debajo de los sedimentos miocenos discordantes (Discordancia de Barbarín), y por debajo del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

Edad: Según Solé Sedó (1972), incluye el Sannoisiense y Stampiense no completos.

Unidades: Se ha distinguido un miembro inferior (Mués, 28), y un miembro superior que contiene intercalaciones de calizas lacustres (Espronceda, 54).

Fm. PERALTILLA (Crusafort, Riba y Villena, 1966).

La localidad de Peraltilla está situada en el Km. 37 de la carretera de Huesca a Lérida (Hoja 287, 3º 40' long. E. 42º 3' lat. N).

La sección tipo de esta formación es la de Peraltilla, medida según la carretera nacional.

Litología: Está constituida por una alternancia de bancos extensos de areniscas y areniscas conglomeráticas de potencia variable, generalmente superior a los 5 m y color ocre y lutitas rojas. En la base existen delgados niveles de calizas con nódulos de sílex y de areniscas de ripples alternando con lutitas.

Límites: El límite inferior de la Fm. Peraltilla lo constituye la Fm. "Yesos de Barbastro", mientras que el límite superior viene dado por la Fm. Molasa de Sariñena.

Al NW, desaparece por debajo del Mioceno discordante de Sta. Cilia.

Edad: Los autores que definen la Fm. Peraltilla la sitúan en el Oligoceno sin precisar más. Sin embargo, algunos datos de micropaleontología nos permiten situarla en el Stampiense.

Unidades: Se han distinguido la Unidad Peraltilla (37), la Unidad de Castelflorita y las facies lutíticas de Labata (57).

Fm. ESTELLA (Riba 1975).

La localidad de Estella está situada en la carretera de Pamplona a Logroño, km. 48 (Hoja 140, 1º 38' 30'' long. E; 42º 40' 30'' lat. N).

La sección tipo es la de Sabaiza, con una potencia de más de 7000 m.

Litología: Consiste en una alternancia de bancos de areniscas de unos 5 a 10 m de potencia, y lutitas de color predominantemente pardo. Localmente se intercalan conglomerados. La relación clástica disminuye hacia el SW, apareciendo delgados niveles de calizas lacustres.

Límites: El límite inferior lo constituyen las facies lutíticas de Zabalza, y los yesos de Desojo, y al N y W, las discordancias angulares del Perdón y Barbarín. No existe el límite superior.

Lateralmente, pasa hacia el E a las Fm. Campodarbe y Uncastillo; al S, a las calizas y margas de Miranda de Arga, y a los yesos de Los Arcos.

Edad: Comprende desde el Stampiense hasta el Burdigaliense.

Unidades: Se han distinguido unidades de -- conglomerados masivos: Punta Redonda (1), Montejurra (2), Perdón (3), San Pelayo (4), Peña Izaga (5); conglomerados dispersos: Nazar (13), Estella (14), Arguiñano (15), Artariain (16), Sansurdi (17); molasas de elevada clasticidad: Sos (26), Sabaiza (29); molasas de baja clasticidad: Artajona (38), Sangüesa (39); facies lutíticas: Sorlada - (48), Allo (49), Villatuerta (51), Espronceda (54), Tafalla (60), Miranda-Ejea (61).

Fm. BERNUES (Puigdefábregas, 1975).

La localidad de Bernues está situada en la carretera comarcal de Jaca a Pamplona (K. 143, Hoja 209, 5º 05' 30" long. E, 42º 29' 30" lat. N).

Como secuencia tipo puede tomarse la de Bernués .

Litología: La Fm. Bernués está constituida -- por una alternancia de areniscas y/o conglomerados, y lutitas rojas y amarillentas, en proporciones variables. Los conglomerados, que llegan a ser masivos, presenta discordancias angulares internas.

Límites: El límite inferior lo constituye la Fm. Campodarbe (Puigdefábricas, 1975), siendo por lo general impreciso. La formación no tiene techo definido.

Edad: Su edad es Chattiense, aunque no se -- puede descartar que incluya parte del Aquitaniense (Puigdefábregas, 1975).

Unidades: De N a S las unidades cartografiadas son:

- Conglomerados masivos: Gallipienzo (6),
— Biel (7).
- Molasas: Uncastillo (41), Luna (46).
- Facies lutíticas: Miranda-Ejea (61).

Fm. SARIÑENA (Quirantes, 1969).

La localidad de Sariñena está situada en la Hoja 357 (3º 31' 30" long. E, 41º 48' lat. N).

Como sección tipo puede tomarse la de La Almunia de San Juan.

Litología: Viene dada por un conjunto alternante de lutitas y areniscas a veces conglomeráticas, de tonos pardo-amarillentos y rojizos, y por la presencia de bancos delgados de calizas margosas y margas hacia el Este de la formación.

Límites: El límite inferior viene dado por el techo de la Fm. Peraltilla, a la que localmente pasa lateralmente. Al N se apoya en discordancia sobre las Sierras Exteriores y sobre el extremo septentrional del Anticlinal de Barbastro. No existe límite superior.

Al W pasa lateralmente a la Fm. Uncastillo y a la Fm. Calizas de Alcubierre.

Edad: El hallazgo de vertebrados en Santa Cilia (Crusafont, Riba y Villena, 1966) permite la atribución al Aquitaniense de los niveles superiores discordantes, en tanto que los niveles inferiores deben de pertenecer aun al Oligoceno Superior (Chattiense).

Unidades: Las unidades representadas en la cartografía son las siguientes:

- Conglomerados masivos: Riglos (12).
- Moladas densas: Aguás (34), Piracés (35), Binaced (36).
- Moladas de baja clasticidad: Igriés (42), Biergués (43), Castelflorite (44), Almacellas (45), Monflorite (47).
- Facies lutíticas: Ayerbe (52), Pallaruelo (53), Vicién (58), Gimennells (59), Orti--lla (62).
- Areniscas de ripples: Nueno (22).

4.4.3. Formaciones carbonatadas.

Sus afloramientos se reducen al borde SW del área estudiada, por lo que no se efectúa una descripción detallada de las mismas. Es probable, aunque no ha sido identificado, incluya el Vindoboniense en sus términos superiores.

La Fm. ALCUBIERRE (Quirantes, 1969) se apoya y pasa lateralmente a la Fm. Sariñena (Aquitaniense-Burdigaliense).

Se han distinguido las siguientes unidades según la litología:

- Margas, calizas, niveles de yeso y de -- areniscas de ripples: U. de Robres (67).
- Margas y calizas alternantes: Tormos (70), Sena (71).
- Calizas y margas alternantes: Torre Lierta (74), Alcubierre (75).

La Fm. de MIRANDA DE ARGA se apoya y pasa lateralmente a las molasas de Estella y Sariñena (Aquitaniense-Burdigaliense). Las unidades litológicas distinguidas son las siguientes:

- Margas, calizas y niveles de yeso: Taus-te (66).
- Margas y calizas alternantes: El Portillo (68), Guarizo (69).
- Calizas y margas alternantes: Moncayuelo (72), Sancho Abarca (73).

4.4.4. Formaciones evaporíticas.

Varias unidades evaporíticas han sido cartografiadas. En la bibliografía se les atribuye invariable-

mente el rango de Formaciones, aunque en realidad en la zona navarra no son más que miembros que se fusionan hacia el SW en una única Formación (Fm. ZARAGOZA).

La litología es fundamentalmente yesífera, con intercalaciones de arcillitas grises subordinadas.

Fm. de Undiano: (= yesos de Puentealarreina, Riba, 1975), situada en el sector NW, está limitada a techo y muro por las unidades de Mués y Liédena, respectivamente, por lo que debe de situarse en el Sannoisiense.

Fm. de Barbastro: Está recubierta por la Fm. Peraltilla, de edad Stampiense, razón por la cual se ha situado en el Sannoisiense.

Fm. de Desojo: Se sitúa estratigráficamente entre la Fm. de Mués y la Molasa de Estella. Su edad es Stampiense.

Fm. de los Arcos: Pasa lateralmente a la Molasa de Estella. Su edad es Aquitaniense.

La Unidad de Almudébar (79) corresponde probablemente a la Fm. Alfocea (Quirantes, 1969), de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

4.5. ESTRATIGRAFIA REGIONAL.

En este apartado se describen someramente las principales características litoestratigráficas obser

vables en los tres grandes dominios en los que puede subdividirse la zona estudiada: el área navarra; el sinclinal del Guarga y el área de Huesca, con objeto de aportar datos para una mejor comprensión de las relaciones - que existen entre las formaciones anteriormente descritas.

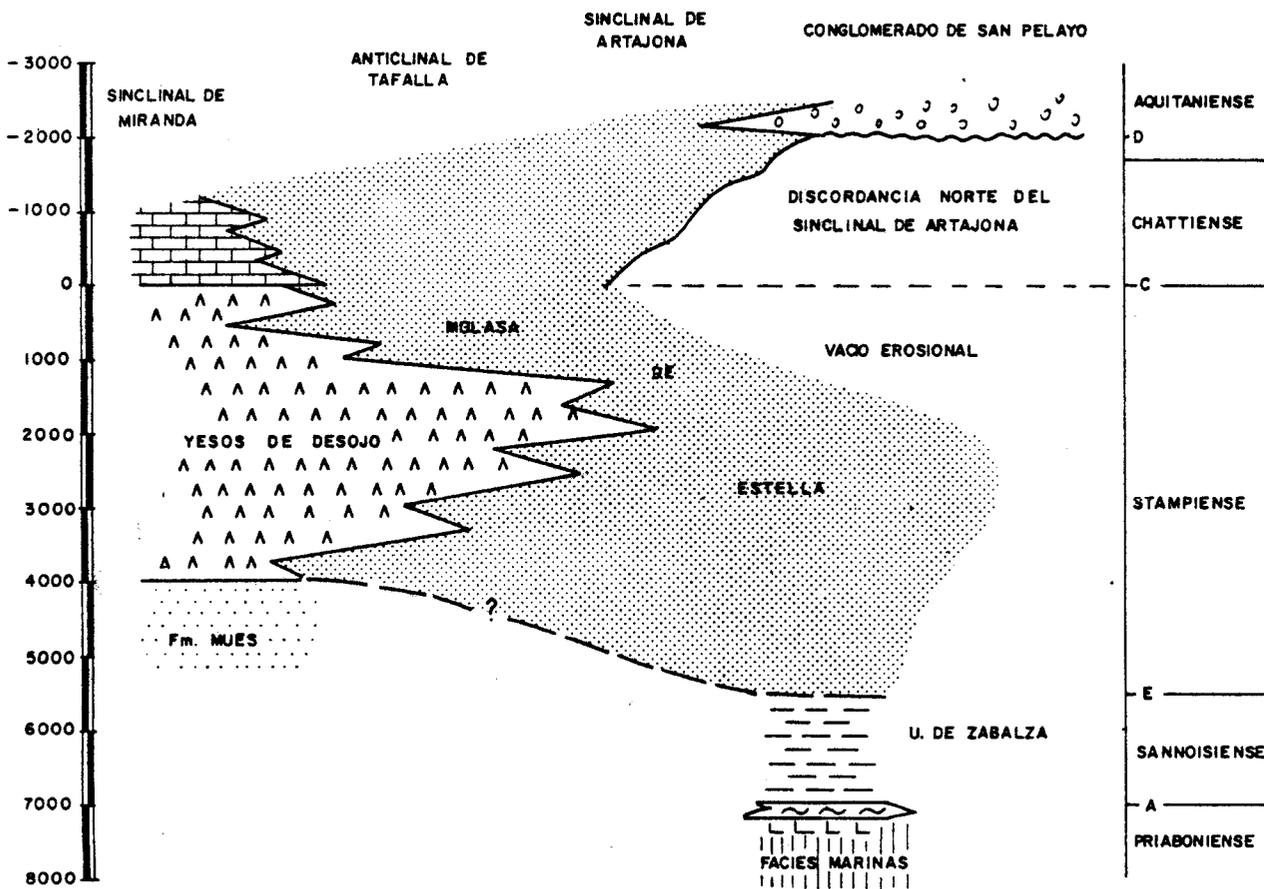
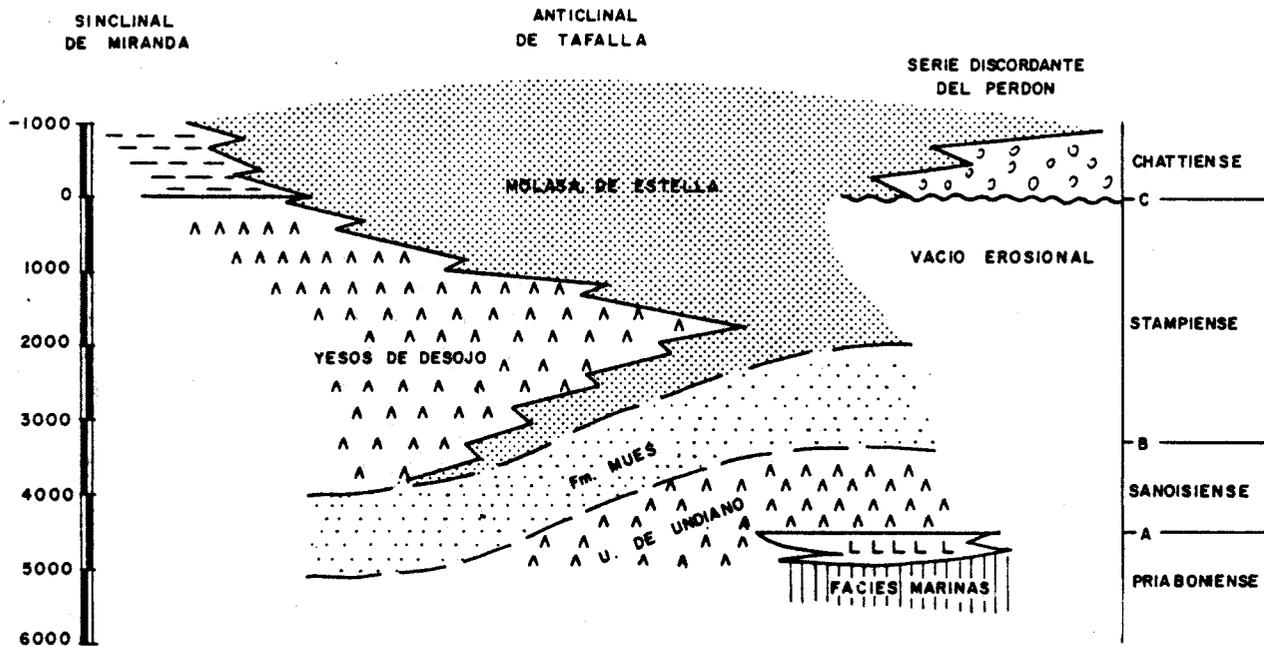
4.5.1. Area de Navarra.

Esquemáticamente se ha representado la estratigrafía del área navarra en la Figura 4. Entre Aguilar de Codés y Campanas, se superponen las siguientes unidades:

- Techo: - Molasa de Estella (Fm. Haro, lateralmente congl. del Perdón).
 - Yesos de Los Arcos.
 - Molasa de Estella.
 - Yesos de Desojo.
 - Fm. Mués.
 - Yesos de Undiano.
 - Arenisca de Liédena.

Base: - Fm. Salina de Pamplona.

En el Perdón, Montejurra y Añorbe, los conglomerados de la Molasa de Estella descansan en discordancia angular sobre la Unidad de Undiano. La potencia de la serie varía entre los 4.500 m de la zona de Mués y los 7.000 de la zona de Zabalza.



**Fig. 4- ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE NAVARRA
ESQUEMA S-N**

La parte superior del perfil es predominantemente ocre pardusca, en sus facies molásicas; mientras - que la Fm. de Mués es fuertemente rojiza.

Las formaciones yesíferas de Los Arcos y Desojo aumentan de potencia hacia el Sur, y se unen por - acuñamiento de la Molasa de Estella, constituyendo los yesos diapirizados de los anticlinales de Tafalla, Marcilla y Arguedas. Según datos de sísmica, la Fm. Mués constituye la base de los yesos diapíricos de la Ribera navarra, y es el techo de los yesos de Undiano.

4.5.2. Area del Guarga.

La estratigrafía se ha resumido en la Fig. 5. En esta zona únicamente están presentes las facies molásicas de las Fm. Campodarbe y Bernúes. En el borde N - dominan las facies conglomeráticas, cada vez más modernas hacia el W. (Sta. Orosia, Canciás, Oroel, San Juan de la Peña), que hacia el S pasan a facies fluviales. El con- - junto pasa hacia el W a las facies finas de Javier.

En esta zona no se conservan sedimentos posteriores al Chattiense, mientras que parte del Priabonien se está en facies continental, pasando lateralmente, a través de facies deltáicas, al Eoceno Marino.

Los términos inferiores de la serie -hasta el horizonte B aproximadamente- presentan coloraciones rojizas, en tanto que los superiores son de color dominante mente pardo-amarillento.

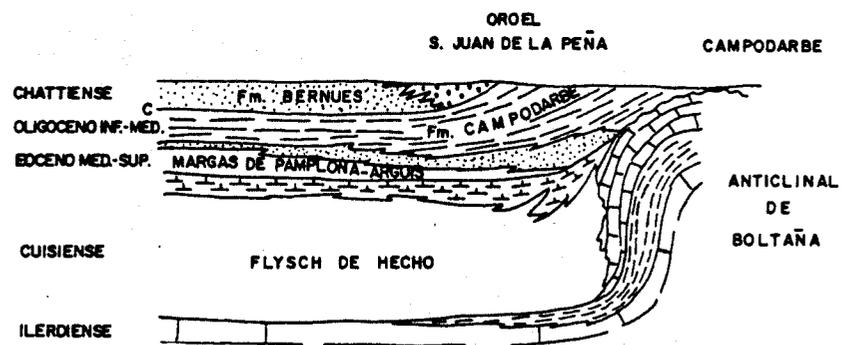


Fig. 5- ESTRATIGRAFIA DE LA REGION DEL GUARGA
ESQUEMA SIN ESCALA SEGUN C. PUIGDEFABREGAS(1975)

La potencia de los sedimentos continentales es del orden de los 2.500 m.

4.5.3. Area de Huesca.

En el área del Somontano de Huesca tenemos las siguientes unidades (Figura 6):

- Techo: - Fm. Calizas de Alcubierre.
- Fm. Molasa de Sariñena.
- Fm. Peraltilla (roja).
Base: - Fm. Yesos de Barbastro.

La formación evaporítica central de la Ribera de Navarra se prolonga hacia el SE de acuerdo con los resultados de los sondeos Tauste-1 y Zaragoza-1, a la vez que se reduce su potencia, (Yesos de Zaragoza). Sobre -- ella descansan las Calizas de Alcubierre.

Cerca del contacto cabalgante de la unidad - alóctona del Pirineo Aragonés, aparecen los yesos de la - Fm. Barbastro, que según los datos de subsuelo constituye una importante masa evaporítica que descansa sobre las mar- gas marinas del Eoceno y que aflora a lo largo del Anticli- nal de Barbastro.

Por encima de los yesos, y al S de Barbastro está la Molasa de Peraltilla, fuertemente inclinada, de- trítica arcillosa y de color rojo, encima de la cual des- cansa la Molasa de Sariñena, equivalente de las molasas de Uncastillo y Estella. Al W de Huesca, la molasa miocena

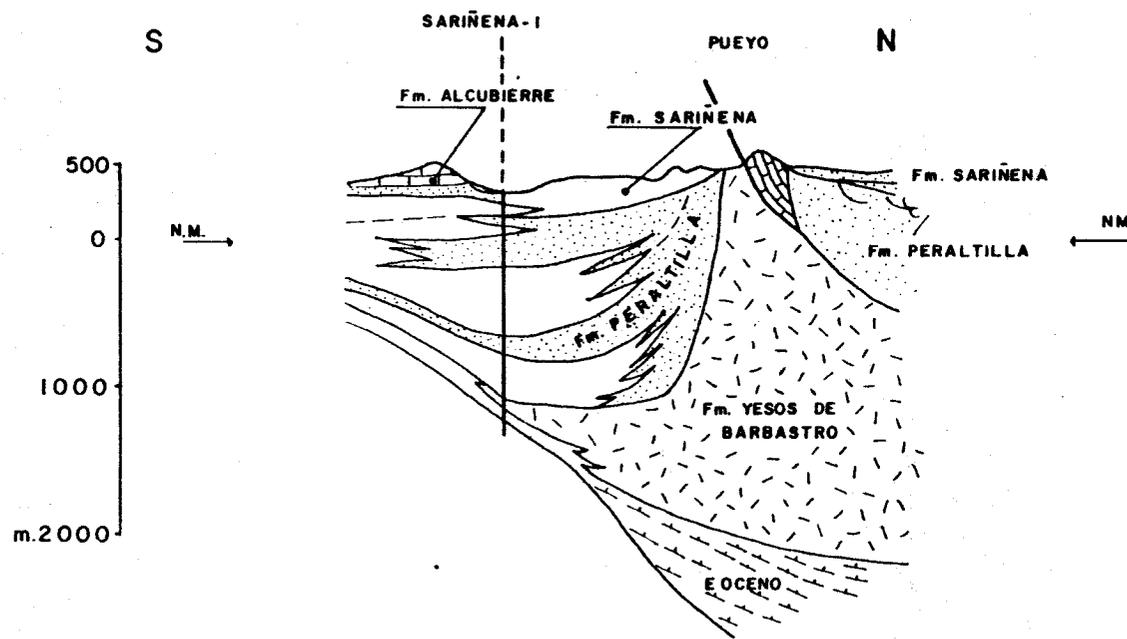


Fig. 6- LITOESTRATIGRAFIA DEL AREA EBRO-ARAGON

Escala horizontal- 1:1.250.000

ha sido denominada Fm. Uncastillo. Su edad ha podido ser determinada como Aquitaniense mediante el hallazgo de fósiles en Santa Cilia y Ayerbe (Crusafont et al 1966). Al N del anticlinal de Barbastro, la Fm. Sariñena descansa - en discordancia angular sobre la de Peraltilla.

La Fm. Yesos de Zaragoza pasa hacia el E y N y en las facies calcáreas y finalmente a las molásicas de Sariñena.

4.6. SEDIMENTOLOGIA.

4.6.1. Ambientes sedimentarios.

A partir de las distintas facies reconocidas en los depósitos terciarios, se han interpretado los ambientes sedimentarios por comparación con modelos bien establecidos basados en el estudio de los sedimentos recientes.

La tabla II resume los distintos ambientes - de sedimentación correspondientes a las facies litológicas diferenciadas.

Los distintos medios no se distribuyen al -- azar en la cuenca, sino que se encadenan presentando una -- sucesión característica, desde las áreas más proximales de la cuenca hasta el centro de la misma. Esta sucesión ha -- sido representada en la Figura 7 y se basa esencialmente, en la distribución de las facies del Mioceno inferior.

TABLA II.- INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA DE LAS DISTINTAS LITOLOGIAS.

LITOLOGIA	AMBIENTE SEDIMENTARIO
Facies conglomeráticas Facies arenosas molásicas Facies de areniscas de ripples. Facies lutíticas Facies carbonatadas Facies evaporíticas	Cono aluvial Fluvial anastomosado Lagunar a lacustre Fluviolacustre a lacustre tipo " <u>playa</u> ". Lacustre carbonatado Lacustre evaporítico (Tipo " <u>sebkha</u> ").

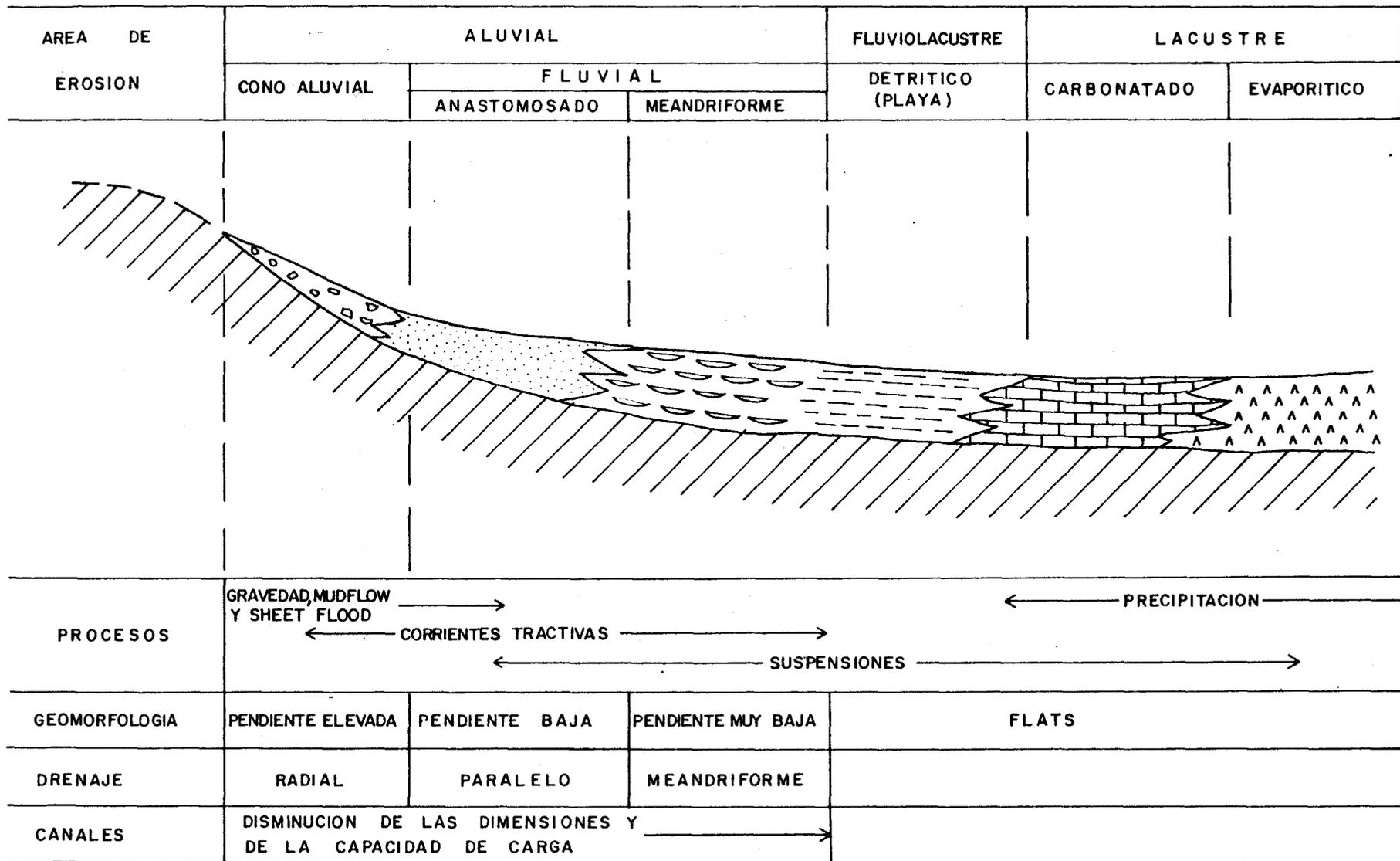


Fig.7 - MODELO SEDIMENTARIO INTEGRAL PARA EL TERCARIO CONTINENTAL DE LA DEPRESION DEL EBRO

Desde el punto de vista sedimentológico - las molasas del área que consideramos han sido estudiadas por C. Puigdefábregas para el área del Guarga, y por J. - Solé Sedó para la Fm. de MUES.

Dentro de las facies molásicas puede distinguirse tres grandes asociaciones: Una asociación proximal, constituida por materiales conglomeráticos depositados en conos aluviales a lo largo de los bordes de la cuenca; una molasa areniscosa (molasa propiamente dicha), sedimentada en superficies o glacis de menor pendiente de posicional; y finalmente una molasa distal, de origen fluvio-lacustre, que se indenta con facies calcáreas o evaporíticas, depositadas en las "playas" y "flats" del centro de la cuenca.

4.6.1.1. Conos aluviales.

En las proximidades del borde la cuenca se encuentran depósitos de granulometría gruesa, a veces masivos o bien alternando con sedimentos lutíticos. Los cantos pueden ser tangentes entre sí, presentando imbricación y estratificación, o bien dispersos en una matriz lutítica, careciendo de ordenación interna. Las capas suelen ser de tamaño hectométrico a kilométrico, y a veces forman abanicos o discordancias progresivas. Su base puede ser erosional, aunque a veces es plana.

Estas características litológicas se ajustan a lo que ha sido definido como sedimentos de piedemonte. El piedemonte es una franja que existe entre los relie

ves elevados de las montañas y las zonas deprimidas adyacentes. En ella, los arroyos aportan sedimentos groseros, que se acumulan en pequeños conos que distalmente pasan a los depósitos de llanura aluvial.

Las pendientes deposicionales en la zona de piedemonte son abruptas, llegando a 30°, y disminuyen radialmente hacia el cuenca, este cambio en la pendiente corresponde a un cambio en los procesos sedimentarios y en el sedimento.

Los conos aluviales se caracterizan por capas de bloques y conglomerados depositados por gravedad, los cuales pasan a conglomerados y areniscas arcillosas con cantos masivos o poco estratificados, sedimentados a partir de corrientes de fango (mud flows), las cuales pasan a su vez a areniscas conglomeráticas mal seleccionadas, masivas o con laminación paralela, a veces con scours -- irregulares y láminas limolíticas.

Estas capas han sido depositadas por flash floods, y pasan distalmente a depósitos aluviales de tipo anastomosado.

4.6.1.2. Ambientes fluviales.

Los sedimentos conglomeráticos pasan lateralmente a materiales que se caracterizan por la alternancia arenisca/arcilla, en la típica secuencia "fining-upward" descrita en sedimentos fluviales.

Dos grandes grupos pueden establecerse: por un lado materiales con secuencia granodecrecientes poco - claras, porcentaje de areniscas muy elevado y estructuras sedimentarias de elevado régimen de flujo; por otra parte, secuencias claras de tipo "fining-upward", presencia de point-bars y depósitos de levée y crévasse. El porcentaje de areniscas varía entre elevado y bajo. Entre ambos tipos existen todos los pasos intermedios.

El primer grupo puede relacionarse con el - modelo de sedimentación de cauces anastomosados (braided river), caracterizados por cursos de baja sinuosidad constantemente divergentes. Actualmente estos sistemas ocurren en abanicos aluviales en climas áridos y semiáridos, a lo largo de frentes montañosos, y en ambientes fluvio-glaciares. Se caracterizan por sus pendientes mayores y sedimentos más groseros que los de los ríos meandriiformes. Las corrientes son estacionales y efímeras en ambientes glaciales y montañosos, y son aún más esporádicas en climas desérticos. En llanuras aluviales anastomosadas, los canales constituyen una red sin una llanura de inundación claramente definida, y la litología resultante es predominantemente gravas de fondo de canal y arenas de barra con estratificación cruzada.

El modelo de sedimentación meandriiforme implica la existencia de unos bordes de canal relativamente estables, y la migración del canal con formación de meandros por erosión del borde externo, y sedimentación en el borde interno (point bars). La secuencia sedimentaria resultante es bien conocida, con una base erosiva, conglomerada

rado basal de fondo de canal, y depósitos arenosos con estratificación cruzada. La disminución del tamaño de grano hacia arriba suele ser característica de este tipo de secuencias, denominadas por ello "fining-upward". En los bordes del canal (levées) sedimentan materiales cuyo tamaño de grano decrece hacia la llanura de inundación, y que pueden constituir bancos a techo de los depósitos de canal, o pasando lateralmente a ellos.

Los sedimentos de llanura de inundación - (flood basin deposits) son generalmente arenas finas, arcillas y limos, generalmente con estructuras de desecación y bioturbación.

Ocasionales desbordamientos por erosión local de los levées originan los depósitos de "crévasse" que consisten en lóbulos de arenas y/o lutitas. El conjunto de depósitos de levée, llanura de inundación y crévasse reciben el nombre de depósitos de overbank, para distinguirlos de los depósitos de canal.

Finalmente, otro subambiente identificable en los sedimentos de ríos meandriiformes es el de canal abandonado, donde tiene lugar la sedimentación de materiales lutíticos, similares a los de la llanura de inundación, de los que se distingue por su geometría, y porque pasan adyacentemente a las gravas de fondo de canal, y gradualmente a las arenas de point-bar.

Entre ambos modelos existen todos los términos de transición dependiendo del régimen hidráulico,

de la carga sedimentaria, de la morfología del valle, y erosionabilidad de los bordes. Los sedimentos de ríos anastomosados suelen encontrarse en la transición entre los materiales de cono aluvial y los de ríos meandriformes.

4.6.1.3. Ambientes fluviolacustres.

Distalmente, los sedimentos fluviales meandriformes pasan gradualmente a facies predominantemente lutíticas que suelen contener niveles de areniscas laminadas, de base plana, con abundantes ripples de corriente y oscilación, y laminación paralela, a veces distorsionada o convoluta, y otras veces alterada por bioturbación. A veces a techo de la secuencia existen calizas lacustres. Eventualmente se encuentran paleocanales poco profundos.

Este tipo de depósitos se encuentran entre los sedimentos claramente fluviales, con secuencias -- fining-upward y los claramente lacustres con carbonatos y evaporitas, y podrían interpretarse en relación con lagos efímeros de tipo "playa".

Los depósitos típicos en lagos tipo "playa" actuales son lutitas pardo-rojizas que contienen cantidades variables de arcilla, limo y carbonato diseminado.

4.6.1.4. Ambientes lacustres.

Las facies de origen claramente lacustre con tienen fundamentalmente calizas y evaporitas.

Las facies carbonatadas consisten en una alternancia de margas grises y calizas lacustres, pasando lateralmente a verdaderas formaciones calcáreas. Los niveles de calizas son generalmente micríticos, presentando estructuras algales, conteniendo ostrácodos y caraceas; más raramente se observan dismicritas y micritas azoicas. Podría tratarse de un depósito de origen bioquímico, debido a la actividad de algas y margas, en zonas someras.

Las facies evaporíticas ocupan el centro de la cuenca a lo largo de toda la secuencia. Los sulfatos, son los minerales más frecuentes, existiendo también cloruros en los niveles inferiores (zona de Pamplona) y en el Mioceno (Remolinos).

Actualmente las facies evaporíticas se forman en zonas áridas de regiones cálidas.

4.7. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Hay que tener en cuenta, por otra parte, que la base del Terciario no es isócrona, sino que es más moderna hacia el Sur. Así, al N, es el Eoceno Marino el que descansa en concordancia sobre el Cretácico Superior, o en discordancia sobre terrenos más antiguos. Más al Sur, el Oligoceno pasa a descansar discordantemente sobre el Mesozo-

zoico o Paleozoico, fosilizando una penillanura. Finalmente, al sur del Ebro es el Mioceno la unidad que recubre la discordancia sobre otros terrenos más antiguos -- (RIBA, 1975).

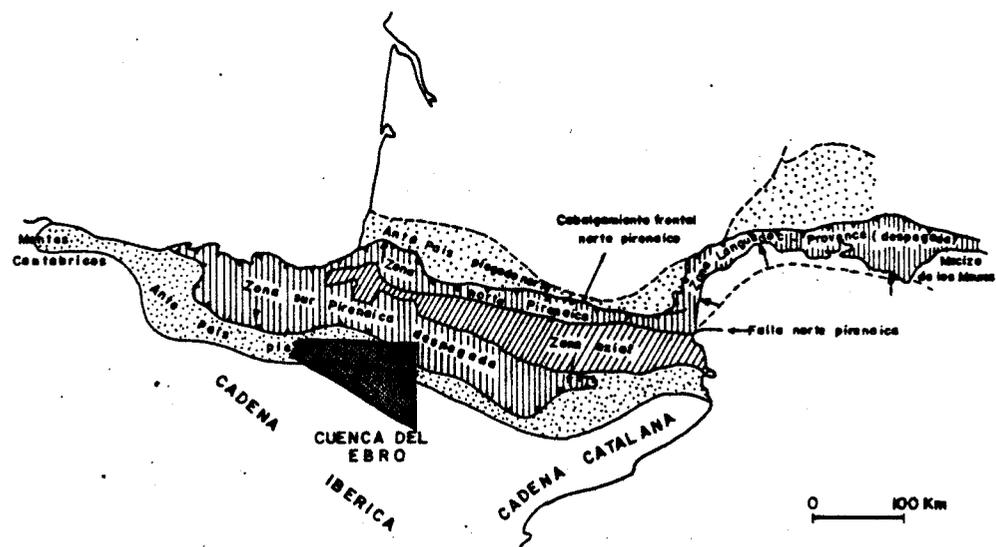
En conjunto, puede decirse que la geometría de la cuenca es prismática, de eje E-W y con espesores máximos de más de 7.000 m al N, disminuyendo hacia el S.

La situación estructural del sector Huesca-Estella con respecto a la Cordillera Pirenaica, puede observarse en la Figura nº 8.

4.7.1. Estructura interna.

Una primera división del área estudiada - puede establecerse separando los materiales alóctonos de los autóctonos. Los primeros pertenecen a la denominada "serie despegada de la Unidad de Gavarnie" (REILLE, 1971), que ha sufrido un desplazamiento de orden kilométrico hacia el S, con respecto a los materiales autóctonos del -- resto de la Depresión del Ebro.

A su vez los materiales de la "serie despegada de la Unidad de Gavarnie" pueden agruparse en dos -- subunidades: las Sierras Exteriores, al S, constituidas por sedimentos del Mesozoico y Terciario Marino, y el Sinclinorio del Guarga, integrado por materiales del Terciario continental, de edad eo-oligocena.



**Fig. 8 - SITUACION ESTRUCTURAL DEL AREA
HUESCA-ESTELLA CON RESPECTO A LA CORDILLERA PIRENAICA**

Por su parte, los sedimentos autóctonos pueden subdividirse en una zona plegada, al NW (zona de Aguilar-Sangüesa); el anticlinal de Barbastro, al SE, y una zona muy poco plegada al S (zona de Ejea-Lérida).

4.7.1.1. La unidad alóctona.

El despegue de los materiales alóctonos se ha realizado a favor de los niveles del Triás.

La magnitud del desplazamiento ha sido estimada por Puigdefábricas y Soler (1973) en 8 a 10 kms., aumentando hacia el E y reduciéndose hacia el W, donde se resuelve en sistema de pliegues apretados y fallas inversas, al N de Petilla de Aragón. En la vertical, el salto, de acuerdo con datos de sísmica, debe de estar próximo a los 5.000 m.

La estructura general de esta unidad es la de un sinclinorio de dirección E-W, con el eje buzando al W. Los flancos del sinclinorio son notablemente diferentes: el flanco septentrional está constituido por un sistema de anticlinales y sinclinales asimétricos, a veces tumbados, de dirección WNW-ESE de ejes buzantes al E y vergencia S, mientras que el flanco S, por lo que a los materiales del Terciario continental se refiere, se presenta muy poco accidentado. En el núcleo del sinclinorio se suceden pliegues de direcciones E-W y WNW-ESE.

Las Sierras Exteriores, situadas en el borde S de la unidad, constituyen el frente del corrimiento, y su estructura es peculiar, caracterizándose por un sistema de pliegues N-S al W del Gállego. En el valle del citado río, la estructura de las Sierras es muy compleja, interpretándose como un anticlinal tumbado y plegado por una fase posterior. Hacia el W, terminan periclinalmente en la Sierra de Santo Domingo.

El frente del corrimiento propiamente dicho no es visible a lo largo del frente de Sierras, por estar recubierto por materiales del Oligoceno Superior, y del Mioceno.

Se debe a Seguret (1970) la hipótesis de que la "mise en place" de la unidad tectónica del Pirineo Central actuó en forma de cuña empujando la "serie despegada" hacia el W, produciendo el sistema de pliegues N-S de la zona de Sierras. Según el mismo autor, la "virgación" de los pliegues hacia el W es primaria y no se debe a una segunda fase y su edad abarca desde la base del Biarritziense hasta el Oligoceno (periodo durante el cual la unidad central actuó a modo de cuña), y es cada vez más moderna hacia el W. Los trabajos de Puig defábregas parecen apoyar esta hipótesis, al poner de manifiesto la continuidad estructural entre los ejes N-S de las Sierras y los ejes WNW-ESE del flanco N del sinclinal norio del Guarga.

4.7.1.2. Los materiales autóctonos.

Si exceptuamos la zona descrita, perteneciente a la Unidad de Gavarnie, los materiales del resto del área estudiada pueden considerarse como autóctonos.

Entre ellos podemos diferenciar tres zonas estructurales bien definidas: al NW, una zona plegada en la que predominan las estructuras halocinéticas (zona de Aguilar-Sangüesa); al E, limitando con el alóctono de Gavarnie, el anticlinal salino de Barbastro; y por último, al S, la extensa área muy poco plegada (zona de Ejea-Lérida) del centro de la Depresión.

La zona plegada de Aguilar-Sangüesa se caracteriza por un sistema de pliegues generalmente asimétricos, de dirección predominante E-W con vergencia S, que a veces se resuelve en fallas inversas; como el anticlinal de Tafalla. El borde septentrional de esta zona aparece complicado por una serie de deslizamientos hacia el S y fallas de desgarre levóginas de dirección NE-SW, que a veces quedan fosilizadas por el Oligoceno Superior. El emplazamiento de los diapiros de Estella y Alloz se supone relacionado con una de estas fallas inversas. Las sierras de Cantabria al W y de Alaiz, al E de esta zona, representan bloques de materiales mesozoicos y eocenos deslizados sobre sedimentos continentales oligocenos.

Las fallas del borde N jugaron durante diversas etapas. El accidente de Aguilar de Codés es anterior a la serie discordante del Perdón (anterior al Chattiense) aunque probablemente volvió a jugar durante el Mioceno, y

aún posteriormente (RIBA, 1964) durante algún momento de distensión.

Los pliegues E-W son con toda probabilidad de origen halocinético, tratándose probablemente de estructuras intumescentes de fondo plano. Su desarrollo tiene lugar correlativamente con la sedimentación, como demuestra la variación de potencias que se aprecia en sus flancos.

En cuanto a la edad de la fase principal del plegamiento, viene dada por la discordancia de Barbarín como finí-oligocena, y probablemente pre-chattiense, mientras que los movimientos de origen halocinético han sido continuados a lo largo del Oligoceno Superior y el Mioceno. La inyección de los diapiros de Alloz y Estella tiene que ser posterior al Aquitaniense, ya que los sedimentos miocenos están atravesados por el Keuper. Los cabalgamientos de Sierra de Alaiz, de Cantabria, Codés, etc., serían, según RIBA, finimiocenos.

El anticlinal de Barbastro consta de un núcleo de yesos recubiertos en concordancia con una serie roja de edad Oligoceno medio, (Stampiense), la Fm. Peraltila, la cual a su vez está recubierta en discordancia progresiva, localmente angular, por la Fm. Sariñena, de edad Aquitaniense. El flanco NE del anticlinal está fallado y presenta localmente afloramientos de materiales de las Sierras (mesozoicas y eocenas), a veces fosilizados por el Aquitaniense.

La formación del pliegue y la falla asociada, es, según Puigdefábregas, de edad finioligocena. Parece claro que en esta zona ha existido un corrimiento hacia el S, pero cuya magnitud no ha sido determinada hasta el presente.

4.7.2. Discordancias.

Con frecuencia los sedimentos terciarios presentan discordancias internas, unas veces progresivas y otras angulares, distribuidas a lo largo de la serie estratigráfica, y con carácter más o menos general para toda la zona estudiada.

La discordancia biarritziense ha sido cartografiada en la base de los sedimentos continentales del Eoceno Superior, en la zona de Campodarbe. Se trata de una discordancia angular que fosiliza el paleorrelieve del anticlinal de Boltaña. Hacia el W, esta discordancia pone en contacto los materiales marinos de la transgresión biarritziense con las calizas de Alveclinas, pasando finalmente a los abanicos de capas de las Margas de Arguís, estudiadas por Puigdefábregas, que fosilizan los pliegues N-S de las Sierras, para desaparecer más al W.

La discordancia chattiense está generalizada en toda la cuenca. En la parte del Guarga aparece como -- progresiva, en el interior de los conglomerados de Oroel y San Juan de la Peña. En el borde de la depresión miocena, entre S. Martín de Unx y Biel, todo el Chattiense constituye un gran abanico de capas que se abre hacia el S, pasan-

do más al E a discordancia angular. En el flanco S del anticlinal de Barbastro, está representada probablemente por un abanico de capas entre el Stampiense plegado y el Mioceno subhorizontal. A lo largo del borde NW es de carácter angular, (Discordancia de Barbarín y El Perdón), siendo los materiales chattiense-aquitaniense localmente extensivos sobre terrenos eocenos y mesozoicos; internamente existen asimismo abanicos de capas como ocurre en el Montejurra.

La discordancia aquitaniense está generalizada con carácter angular al S de las Sierras Exteriores, en la terminación septentrional del anticlinal de Barbastro, fosilizando un paleorrelieve donde ha podido ser datada por el hallazgo de fósiles en Santa Cilia, y localmente en la zona occidental existe en el flanco N del anticlinal de Barasoain donde el Mioceno descansa sobre el Oligoceno medio.

Las discordancias chattiense y aquitaniense no representan en realidad dos fases separadas de plegamiento, sino que la deformación tiene lugar durante todo el chattiense, que casi siempre presenta un abanico de capas en su interior. Lo que sucede es que unas veces existe en la base una discordancia angular (chattiense), y otras en el techo (aquitaniense), pasándose en ocasiones de una a otra, como sucede en el Gállego.

4.7.3. Fases de plegamiento.

La primera fase del plegamiento pirenaico ha sido situada en el Eoceno inferior-Eoceno medio por -

Kind en las proximidades de Pamplona. En la zona norte de Aragón, Puigdefábregas (1975) sitúa la "mise en place" del manto del Cotiella en la base del Guisiense, coincidiendo con Kind.

Una segunda fase queda registrada en los pliegues N-S de las Sierras Exteriores y en Campodarbe - (discordancia biarritziense), de edad Eoceno Superior. - Según Puigdefábregas esta fase se fusionaría con la anterior, debido a que la colocación del manto del Cotiella tuvo lugar durante todo el periodo comprendido entre el Guisiense y el fin del Eoceno.

Una tercera fase de plegamiento se sitúa entre la parte superior del Oligoceno y base del Mioceno (discordancias chattiense y aquitaniense) produciendo el cabalgamiento de las Sierras Exteriores, el plegamiento y fracturación de la Molasa inferior de la zona subpirenaica, y cambiando radicalmente la paleogeografía de la cuenca.

Finalmente, durante el Mioceno se han producido deformaciones en la zona central de Aragón, probablemente sincrónicas de las que se observan en Navarra, originando el emplazamiento definitivo de la Sierra de Cantabria.

4.7.4. Evolución de la cuenca.

El desarrollo de los acontecimientos tectónicos ha condicionado las características de la sedimentación en la cuenca del Ebro. La tectónica y la sedimen-

tación están estrechamente ligadas por lo que en este -- apartado se tratarán conjuntamente ambos aspectos.

Las facies que presentan los materiales terciarios constituyen una cuña clástica sin a tardi-orogénica, que puede calificarse según Van Houten (1974) de verdadera tectofacies molásica.

Su establecimiento se inicia con el primer levantamiento de la Cordillera Pirenaica, asociado con la "mise en place" de unidades alóctonas. La sedimentación molásica fue precedida por una secuencia de depósitos marinos de geosinclinal que se inició con un flysch y prosiguió con un tramo margoso, terminando con facies transi--cionales parállicas.

En el Eoceno Superior se individualiza una depresión intramontañosa en el área del Alto Aragón (Guarga). Al principio del Oligoceno se cierra la comunicación con el mar, con sedimentación de evaporitas en la mayor - parte de la cuenca, mientras que en el Guarga prosigue la sedimentación continental, dando lugar a una secuencia molásica de procedencia SE que puede denominarse Complejo - Molásico Inferior.

Durante el Oligoceno Medio y Superior, la - fase de plegamiento finioligocena origina la transforma--ción sustancial de la paleogeografía; a partir de enton--ces los materiales proceden del N y el eje de la cuenca se traslada hacia el S y el W. Puede hablarse entonces de un Complejo Molásico Superior, cuyas características difieren notablemente de las del anterior ciclo.

Eoceno Superior-Oligoceno Medio.

Durante el Eoceno Superior la cuenca marina estaría abierta al Atlántico, registrándose paleocorrientes procedentes del Este en los ambientes continentales, en Cataluña y en la depresión intramontañosa del Guarga.

Al final del Eoceno se cierra la comunicación con el Atlántico, depositándose evaporitas sódicas y potásicas en Cataluña y Navarra, constituyendo un megacicloma que termina con evaporitas continentales, mientras que en el área del Guarga se generaliza la sedimentación terrígena continental.

La fase de plegamiento fini-eoceno termina con el emplazamiento definitivo del Manto de Cotiella, originando los pliegues N-S de las Sierras.

A partir del Oligoceno inferior, se instala en Cataluña una activa sedimentación molásica bilateral, mientras que en Aragón prosigue la sedimentación calcáreo-evaporítica. El centro de la cuenca se desplaza lentamente hacia el W, por levantamiento de la parte oriental de la cuenca y relativo hundimiento de la parte aragonesa.

La cuenca de Jaca recoge aportes del SE y -- del N y registra los mayores espesores de sedimento, de tipo molásico (Figura 9-A).

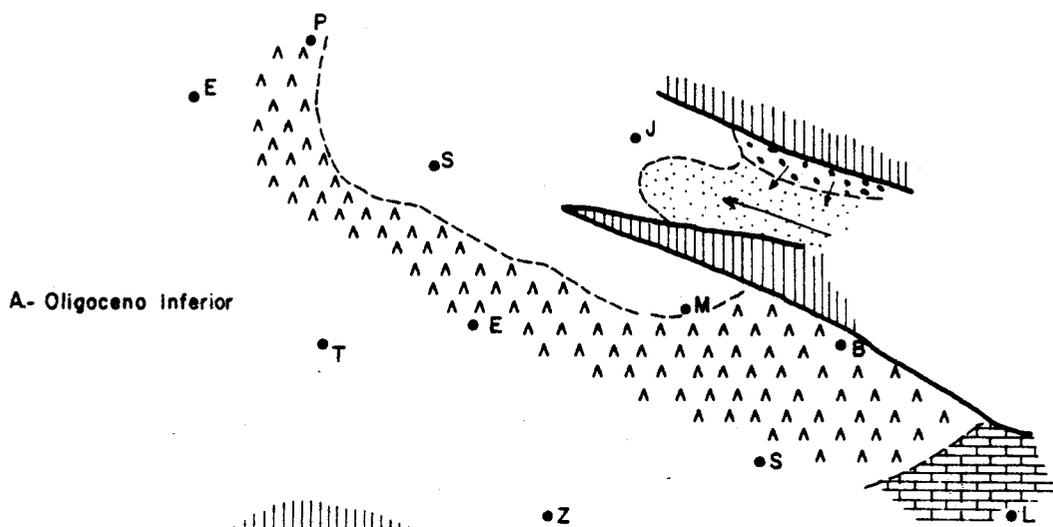
Durante el Oligoceno medio aparecen importantes aportes del N en Navarra, estableciéndose una sedimentación bilateral, siendo de color amarillo los sedimentos procedentes del N y de color rojo los procedentes del S. Al E de Huesca tiene lugar la sedimentación de la Fm. Peraltilla, mientras que prosigue el funcionamiento del surco intramontañoso del Guarga, y la sedimentación evaporítica en el centro de la cuenca (Figura 9-B).

Oligoceno superior-Mioceno.

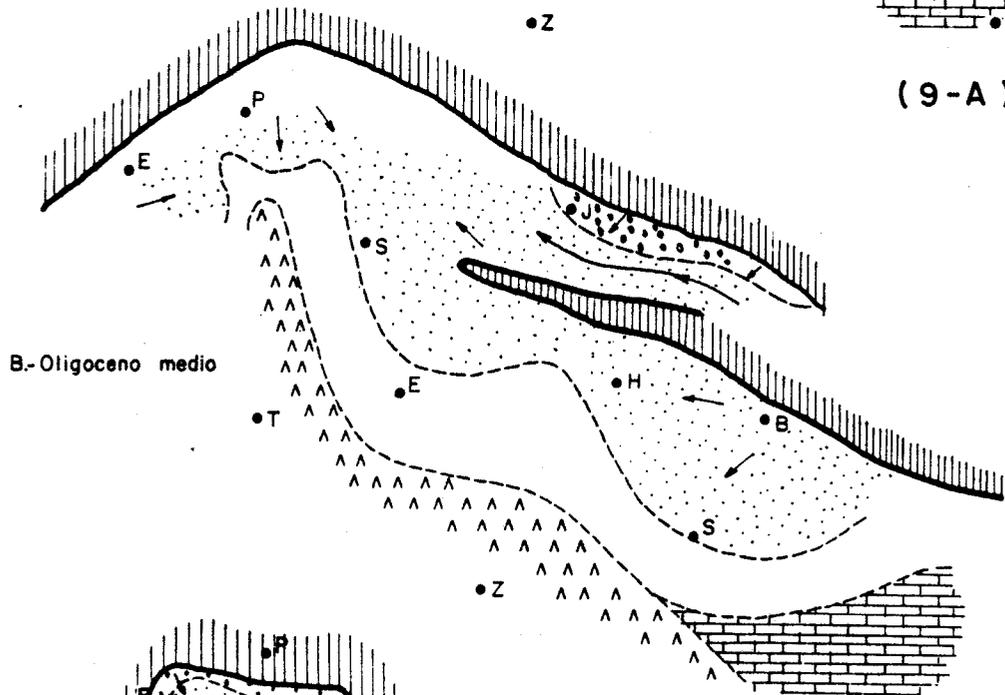
Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior tiene lugar en la cuenca una etapa diastrófica generalizada que se traduce en una serie de discordancias, angulares o progresivas, en el seno de los materiales terciarios.

Como resultado de estos movimientos, con la colocación de la unidad alóctona de Gavarnie, tiene lugar un cambio sustancial en la paleogeografía de la cuenca, y por consiguiente en la litología de los materiales que pasan a derivar del N, pierden el color rojo característico de la serie inferior y se incrementa su contenido relativo en carbonatos.

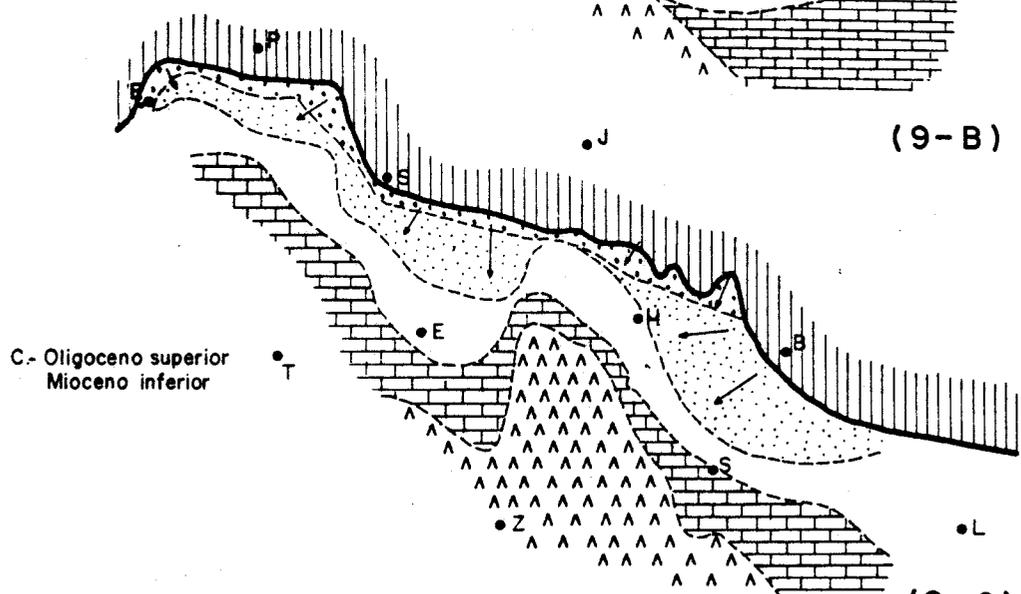
En el área del Guarga, la Fm. Bernues deriva del N, presentando depósitos proximales groseros que pasan hacia el S a sedimentos fluviales. Esta área, así como la del anticlinal de Barbastro sufre a su vez una elevación y desplazamiento hacia el S, lo que origina la



(9-A)



(9-B)



(9-C)

- | | |
|---|---|
|  Areas de erosión |  Facies lutíticas (distales) |
|  Facies conglomeráticas (proximales) |  Calizas |
|  Facies fluviales |  Evaporitas |

20 Km.

Fig. 9 - EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

sedimentación de las Fms. Uncastillo y Sariñena y durante el Mioceno, derivadas principalmente de los materiales de la molasa inferior, que pasan hacia el centro de la cuenca (hacia el S) a sedimentos calcáreos y evaporíticos (Figura 9-C).

Al W, la Molasa fosiliza los accidentes del borde septentrional de la cuenca, en discordancia angular, y su sedimentación está controlada a su vez por los movimientos halocinéticos que se producen a lo largo del tiempo en la cuenca (Fm. Estella).

En síntesis, la mayor parte de los materiales proceden del N, a partir de la erosión del Complejo Molásico Inferior y se caracterizan por su carácter calcáreo y color amarillento (Fm. Estella y Uncastillo). Los sedimentos fluviales de la Fm. Sariñena proceden del E, y derivan del parcial desmantelamiento del anticlinal de Barbastro, siendo menos carbonatados que los de las unidades citadas anteriormente.

En Navarra, el Mioceno rebasa los límites estructurales de la cuenca, particularmente tras la fase póstuma de plegamiento (postburdigaliense-previndobonienense), a la que se debe el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

En el centro de la cuenca, situado en Zaragoza, aproximadamente, el Mioceno termina con las formaciones calcáreas del Alcubierre y las Bârdenas, que constituyen los materiales más modernos del Terciario en la zona estudiada.

Plioceno y Cuaternario.

Al empezar el Plioceno, la red hidrográfi-
ca del Ebro es captada por la red mediterránea, con un -
nivel de base mucho más bajo, probablemente relacionado
con el episodio evaporítico del Mesiniense. A partir de
este momento se inicia la erosión de la cuenca del Ebro.

5.- BIBLIOGRAFIA

5. BIBLIOGRAFIA.

ALASTRUE, E., (1953). "El cuaternario de la comarca de Egea de los Caballeros, Zaragoza". Not. y Com. nº 32, pp 69-84.

- - - - - (1954). "Las formaciones del Terciario continental entre Egea de los Caballeros y Tauste (Zaragoza)". Not. Com. IGME, nº 33, pp 71-80.

- - - - - (1958). "Nota sobre la estratigrafía de las Bárdenas en su extremo meridional". Not. y Com. nº 50. Tomo 2, pp 229-239.

ALMELA, A., (1946). Mapa Geológico de España E: 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 294. "MANLLEU". Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- - - - - (1948). El Eoceno de San Lorenzo de Morunys (Lérida). Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España nº 18, pp 41-65. Madrid.

- - - - - (1958). La vertiente sur-pirenaica desde el punto de vista de la investigación petrolífera. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, t 50, 2, pp 241-281. Madrid.

ALMELA, A., DE GALVEZ-CAÑERO, A., y RIOS J.M. (1958). Explicación del Mapa y Hoja nº 211 "BOLTAÑA" (Huesca). Mapa Geol. de España. E 1:50.000. IGME. Madrid.

- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1947). Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Lérida. Inst. Geol. y Min. de España. 106 pp. Madrid.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1950). Explicación de la Hoja nº 249 "ALQUEZAR", del Mapa Geológico de España., E 1:50.000 IGME, 58 pp, 1 lám.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1950). Hoja nº 247, "AYERBE" -- (Huesca), Inst. Geol. Min. Esp., 1 Mapa E 1: 50.000.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1951). Explicación de la Hoja - nº 248 "APIES" (Huesca) del Mapa Geol. de Esp. E 1:50.000, IGME, 94 pp, 8 figs. 1 lám. 1 mapa.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1952). Estudio geológico de la - zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras - marginales. Act. I Cong. Int. Est. Pirenaicos, t I, secc. 2, pp 327-350. 3 lám.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1953). El Eoceno al Sur de Montserrat. Bol. Inst. Geol. y Min. de España. t - 65, pp 3-25. Madrid.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1954). Explicación de la Hoja nº 210 "YEBRA DE BASA". Mapa Geol. de Esp. E 1: 50.000 IGME, 38 pp, 6 figs. 1 lám. 1 mapa.

- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1960-62). Structure d'ensemble - des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région. Livre a la Mem. Prof. P. Fallot, t-1, pp 313-331, 3 Figs. París.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. y ALASTRUE, E. (1957). Mapa geológico de Huesca. Inst. Geol. Min. Esp. 1 Mapa E 1:200.000.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M.; GARRIDO, J. (1943). Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. Observaciones geológicas sobre el borde - Sur de los Pirineos orientales. Bol. Inst. Geol. y Min. t-56, pp 337-389. Madrid.
- ALVAREZ PEREZ, A.; MONTORIOL, J. (1972). Nota referente a la bibliografía sobre los sulfuros metálicos - de Cataluña. Acta Geol. Hisp. a.7, 6, pp 187-192. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- ALVARADO ARRILLAGA, M. y TRIGUEROS, E. (1959). Hoja nº - 175, Sigües (Zaragoza). Inst. Geol. Min. Esp. 1 Mapa. E 1:50.000.
- ALVARADO, M.; COMA, E. y del VALLE, J. (1959). Explicación del Mapa y Hoja nº 289 "BENABARRE" (Huesca-Lérida). Map. Geol. de España. E 1:50.000, IGME, 84 pp, 9 Figs. 36 fot. Madrid.
- ANADON, P.; MARZO, M. (1975). Montserrat Molassic Sedimentation: A General View. IXe Congr. Int. Sed. Nice 1975. Livret-guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse", pp 41-47.

- ANONIMO. (1860). Explotación del carbón de piedra en Calaf y San Juan de las Abadesas. Rev. Min. t II. Madrid.
- ANONIMO (1932). "Reservas de cobre en España". Not. y Com. nº 4, pp 118-124.
- ASHAUER, H. (1934). Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math-Phys. Kl., III, 10, 115 pp, Trad. esp. C.S.I.C.
- ASHAUER, H.; TEICHMULLER, R. (1935). Die variciche und -alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.
- BARRERE, P., (1952). La morphologie des Sierras Oscenses. Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, San Sebastián, t-5, secc. 4, pp 51-79, 9 Figs. 20 pl., 2 mapas. Publ. Inst. de Est. Pirenaicos. Zaragoza.
- BARRERE, P., (1966). La morphologie quaternaire dans la region de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragon). Bull. Asoc. Franc. pour l'etude du Quaternaire, 1966, nº 2, pp. 83-93, 1 mapa (Hoja de Biescas).
- BATALLER, J.R. (1942). El Terciario inferior de los alrededores de Jaca. An. Esc. Peritos Agric. vol.-1, fas-2, Barcelona.

- BATALLER, J.R.; (1951). Las fanerógamas fósiles de España. Anal. Esc. Perit. Agric. y Espec. Agropec. Serv. Tec. de Agricultura, t-10, pp 129-149. - Barcelona.
- BATALLER, J.R.; DEPAPE, G. (1950). Flore Oligocène de Cervera (Catalogne). Anal. Esc. Perit. Agric. y Espec. Agropec. Ser. Tec. de Agricultura, t-9, 60 pp. Barcelona.
- BIROT, P., (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales Franco-Espagnoles. These. - Baillièrè et Fils. Ed. Paris.
- BOMER, R., (1957). Le Piémont de Huesca. Livret-guide Exc. Pyrénées. V. Congr. Int. INQUA. Madrid-Barcelona, pp 99-101.
- BOMER, B., (1957). Les terrases du Gállego. Livret-guide Exc. Pyrénées. V. Congr. Int. INQUA. Madrid-Barcelona, pp 101-104.
- BURG, G. (1958). Grès cuprifères dans l'Oligocène d'Espagne septentrionale. Zeitsch. Erzberban Metallhüttenwes. (Erzmetall). Dtsch, t-11, n° 10, pp 478-489, 3 Figs. Tradc. M. DEL MEDICO, B.R.G.M. Service d'information géologique. Traduc. n° 4.877. B.O.R.

- BUSQUETS, P., (1975). La transition Eocene marin-Eocene continental aux environs de Sant Bartomeu del Grau. IXe Congr. Int. Séd. Nice 1975. Livret-guide Excursion n° 20. "Le Bassin Tertiaire - Catalan et les gisements de potasse", pp 33-39.
- C.G.S., (1975). Síntesis geológica previa para la explotación de Uranio en el Valle del Ebro. Informe de CGS para la J.E.N. (Diciembre, 1975).
- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, C., SEURET, M.A., MATTAUER, M. (1968). Sur l'extension, le style et l'age de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales). C.R. Ac. Soc. Paris, serie D. 222. 1360-1363.
- CLAVELL, E., DEFALQUE, G., REGUANT, S. (1970). La situación estratigráfica de las "Margas de Bañolas" (ALMELA y RIOS, 1943). Acta Geol. Hisp. t-5, pp 94-96. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- CLOSAS MIRALLES, J. (1948). Los carbones minerales de Cataluña. Miscelánea Almera, 2ª parte. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona, n° 7. pp 61-193. Barcelona.
- COLOMBO, F., (1975). Le problème de la limite inférieure: Aire de Vic. IXe Congr. Int. Séd. Nice 1975. - Livret-guide Excursion n° 20. "Le Bassin Tertiaire - Catalan et les gisements de potasse", pp 19-24.

- COLOMBO, F., ESTEBAN, M. MARZO, M. POLAR, L. (1975). Caliches y materiales asociados en el Eoceno rojo inferior de la zona meridional de "Les Guilleries" (Prov. de Barcelona). Ilerda. (En prensa).
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1969). Nuevos datos sobre el Aquitaniense de la provincia de Huesca. Act. Geol. - Hispan. t-4, nº 5, pp 124-125.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O., VILLENA, J. (1966). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (río Formigā, prov. de Huesca) y sus consecuencias geológicas. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, nº 83, pp 7-14. Madrid.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1961). "Sur la caractérisation de l'Aquitanién continental au bassin de l'Ebre. C.R. Séanc. Acad. Sc. t CCLII, París.
- CRUSAFONT, M., TRUYOLS, J., RIBA, O. (1966). Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, nº 90, pp 53-76. Madrid.
- CRUSAFONT, M. y TROYOLS, J. (1964). Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du bassin de l'Ebre (Espagne). Coll. sur le Paleogène (Bordeaux, Sept. 1962). Mem. Bur. Rech. Geol. Min. nº 28, pp 735-740. París.

- CRUSAFONT, M., GOLPE, J.M. (1971). Biozonation des Mammifères tertiaires d'Espagne. Congr. du Neogene Mediterranée, Sept. 1971. Lyon.
- DEFALQUE, G., (1968). Etude des permis de Montatur d'Olot et de la région située a l'Est et au Sud de ces permis. CIEPSA-SEPESA. Rapp. Géol. nº 54.
- DONVILLE, D. (1973). Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale. -- Thèse. Université. Toulouse.
- EDEN, J.G. van (1970). A reconnaissance of deltaic environment in the Middle Eocene of the South-Central Pyrenees, Spain. Geol. Mijnbouw, 49 (2), -- 145-157.
- ENADIMSA, (1968). Programa General de Investigación de las reservas de potasa. Inst. Nac. de Industria. Empresa Nacional "Adaro" de Investigaciones Mineras, 85 pp Madrid.
- ESTEVEZ, A., (1970). La estructura de la Garrotxa (Gerona) en el sector comprendido entre Coma Negra y Sant Joan de les Fonts. Relaciones entre zócalo y covertera. Cuad. de Geol. t-1, pp 123-133. Granada.
- ESTEVEZ, A., (1973). La vertiente meridional del Pirineo catalán al N del curso medio del río Fluviá. Tesis Doctoral. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada, nº 44, 514 pp. Fac. Ciencias. Granada.

- FAURA I SANS, M. (1912). Un pou artesià natural a Guisso na (Provincia de Lèrida). Com. verbal. Buttl. Inst. Cat. d'Hist. Nat. vol. XII, p 61. Barcelo na.
- FAYAS JANER, J.A. (1972). Inyección profunda de vertidos industriales. Agua nº 73, jul. agost. 1972, pp. 26-41. Barcelona.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1970). Descripción de dos nuevas especies pertenecientes a la flora del Oligoceno de Cataluña. Acta Geol. Hisp. a.6, nº 2, pp 58-60. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1971). Estudio paleoecológico y -revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Publ. Fac. Cienc. Sec. Biológicas. Madrid. Univ. Complutense, Ser. A., nº 152, 177 pp.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1973). Nuevas aportaciones a la --sistemática paleoecológica de la flora oligocena de Sarreal (Tarragona). Est. Geol. t-29, pp 157-169. Madrid.
- FERRER, J. (1967). Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères Côtierès de la Catalogne (Espagne). Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 60, nº 2, pp 567-576.
- FERRER, J., (1971). El Paleoceno y el Eoceno del Borde sur oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). Mem. Suisses de Paléontologie, vol, 90, 69 pp. Basel.

- FERRER, J. (1971). El Paleoceno y el Eoceno de borde sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). - Schweirisische Palaontol Abhand. vol. 90. Basel.
- FERRER, J., (1971). Presencia de microforaminíferos priabonienses en el Eoceno de Igualada. Acta Geol. Hisp. t-6, pp 4-7. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- FERRER, J., ROSELL, J., REGUANT, S. (1968). Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del Borde Oriental de la Depresión del Ebro. Acta Geol. Hisp. t-3, nº 3, pp 53-56. Inst. Nac. de Geología. -- Barcelona.
- GARRIDO, A., (1962). Precisiones sobre la "mise en place" del manto de Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (region de Barbastro, Huesca). Acta Geol. His. 7, 50-52.
- GARRIDO MEGIAS, A., RIOS ARAGUES, L.M. (1972). Síntesis Geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). Bol. Geol. y Min. t-LXXXIII, nº 1, pp 1-47. Inst. Geol. y Min. Madrid.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provs. de Huesca y Lérida). Tesis - Doctoral. II Vols. Fac. de Ciencias. Univ. Granada.

- GICH, M., ROSELL, J., REGUANT, S., CLAVELL, E. (1967). Es tratigrafía del Paleogeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo. Acta Geol. Hisp. a II, nº 1, pp 13-18. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- GICH VIÑAS, M. (1972). Estudio geológico del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés Oriental. Tesis Doctoral. 477 pp Fac. de Ciencias. Universidad de Barcelona.
- GIMENO, A. (1924). Las arenas cupríferas en Aragón. Bol. Ofic. Min. y Met. a VIII, nº 89, pp 1031-1074. Madrid.
- GIMENO, D., (1933). Las areniscas cupríferas en Aragón -- (Zaragoza y Huesca). Cat. Des. Cri. Min. t-I, pp 157-159.
- GOMIS, C., (1891). Excursió a les mines de lignit de la - Granja d'Escarp., provincia de Lleida. Butll. de l'Assoc. d'Excursions Catalana, a IV, nº 28, pp 20-22. Barcelona.
- GONZALEZ LASALA, J. (1865). Nota sobre el combustible de Mequinenza. Rev. Minera. Madrid.
- GUERIN-DESJARDINS, B., LATREILLE, M. (1961). Etude geologique dans les Pyrénées espagnols entre les rivières Segre et Llobregat. Rev. Inst. Franç Pétrole. t-16 nº 9, pp 922-940, Paris.

HEHUWAT, F.A. (1970). The transition from Marine to Continental Sedimentation in the Eocene of the Guarga Synclitorium, Huesca province, Spain. Tesis - Utrecht.

HEREDIA y RIERA, (1919). Estudio industrial de los criaderos de cobre de Los Arcos (Navarra). Bol. Minas, nº 28.

I.G.M.E., (1971). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 25 "FIGUERAS", 29 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- - - - - (1971). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 24 "BERGA", 33 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- - - - - (1973). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 418 "MONTBLANC", 41 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- - - - - (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 391. "IGUALADA", 23 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- - - - - (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 363 "MANRESA", 22 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- I.G.M.E., (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 392 "SABADELL", 31 pp Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- - - - - (1976). Mapa Geológico de España. / 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 364 "LA GARRIGA", 35 pp Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- JULIVERT, M. (1954). Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno entre el Francolí y el Anoia. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. nº 11, pp 5-22. Barcelona.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- KROMM, F., (1966). La sedimentation eocene entre la zone prepyrenéenne et la Cordillere pré-litorale catalane (prov. de Gérone et de Barcelone, Espagne). Act. Soc. Linn. Bordeaux, sér.B, t-106, (1), 6 pp.
- KROMM, F., (1967). Stratigraphie de l'Eocene entre Montblanc et Igualada (prov. de Barcelona et Tarragone, Espagne). Act. Soc. Linn. Bordeaux, sér.B, t-104 (2), 7 pp (resume These 3e Cycle, Bordeaux, 1961).
- KROMM, F., (1967). Caracteres geologiques principaux de la région d'Olot-Besalú (Prov. de Gerone, Espagne). Act. Soc. Linn. Bordeaux, sér.B, t-104 (17), pp 4-18.

- KROMM, F., (1968). Stratigraphie résumé de l'Eocene du versant sud des Pyrénées orientales de la zone prépyrénéenne (prov. de Gérone et de Barcelona, Espagne). C.R. Somm. Séanc. Soc. Geol. France, fasc. 7, séance 28 octobre, 1968, pp 224-225. Paris.
- KRUIT, C., BROUWER, J. (1971). Investigaciones sobre la geología sedimentaria de la cuenca sur-pirenaica. I Congr. Hisp. Luso Amer. de Geol. Econ. - nº 2-1, pp 213-224.
- LARRAGAN, A. de (1949). Explicación del Mapa y Hoja nº 287 "BARBASTRO". Mapa Geol. de España. E 1:50.000 IGME, Madrid.
- LARRAGAN, A. y ALASTRUE, E., (1954). Hoja nº 284 Egea de los Caballeros (Zaragoza). Inst. Geol. Min. España, 1 Mapa. E 1:50.000.
- LARRAGAN, A., de y CASTELL, J. (1952). Explicación del Mapa y Hoja nº 286 "HUESCA" (Huesca). Mapa Geol. - Esp. E 1:50.000. IGME. Madrid.
- LARRAGAN, A. de, MASACHS ALAVEDRA, V. (1956). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. Hoja nº 363 "MANRESA" 108 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- LLOPIS LLADO, N., MASACHS ALAVEDRA, V. (1943). El problema de los conglomerados del margen meridional de la depresión del Ebro. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España. nº 11, pp 63-108. Madrid.

- MACAU, F., RIBA ARDERIU, O. (1965). Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España. Com. I. Col. Int. sobre O.P. en terrenos yesíferos. t-5, pp 157-184.
- MALLADA, L., (1878). Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa Geol. España. t-15, 439 pp.
- MANGIN, J.P., (1959-60). Le nummulitique Sud-Pyrénéen a l'ouest de Aragon. R. Pirineos n^o 51-58, pp 7-631. 1 Mapa E 1:300.000, 2 1:400.000, 1:200.000.
- MANGIN, J. Pi y RAT, P. (1961). L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon. Mem. Soc. Geol. de France. Livr. mem. prof. P. Fallot, pp 333-349, 1 Mapa E 1:500.000.
- MARIN, A., (1945). La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales. Bol. Inst. Geol. Min. España. t-57, pp 7-57. Madrid.
- MARTIN, A., GARCIA ROSELL, L. (1971). Uranio y Renio en rocas sedimentarias. III. Lignitos de la Depresión del Ebro. Bol. Geol. y Min. t-82, n^o 2, pp 62-70. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- MARTIN CALVO, M., (1974). Sobre la petrografía de algunas litofacies españoles con fases urano-orgánicas. Bol. Geol. y Min. t-85, n^o 5, pp 561-581. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- MARTIN DONAYRE, F. (1866). Mapa provincial de Zaragoza.
Inst. Geol. Min. Esp. Com. Map. Geol. Esp. 1 -
Mapa E 1:400.000.
- MARTINEZ ABAD, J.L., RACERO GIL, C., RODRIGUEZ PARADINAS, A.
(1971). Síntesis de las investigaciones petro-
líferas realizadas en el territorio español. I
Congr. Hispano-Luso Americano de Geol. Económi-
ca. Madrid-Lisboa, Sept. 1971, 2ª secc. pp 21-40.
Madrid.
- MASACHS, V., CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F. de (1945). Sur
l'age du gisement potassique de la Catalogne.
C.R. Somm. Soc. Geol. France, nº 13. pp 304-305.
Paris.
- MASACHS, V., (1954). Edad del horizonte de tránsito entre
el Eoceno marino y las calizas con Melanoides al-
bigensis NOUL en una parte del sector catalán de
la Depresión del Ebro. Volumen Extraordinario Ho-
menaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp 453-457.
R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid.
- MASRIERA GONZALEZ, A. (1975). Contribución al estudio pe-
trológico y sedimentológico del Paleógeno de la
Depresión Central Catalana, límite al curso -
medio del Llobregat (Barcelona). Tesis Doctoral.
Vol. I. Fac. de Ciencias. Universidad de Barcelo
na.

- MISCH, P. (1934). Der Bau der Mittleren Sudpyrenaen. Betrage zur geol. der Westlichen Mediterrangebiete. nº 13. Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Gottingen Math. Phys. Kl. III, H. 12, 168 pp, figs. 51, 8 pl. Trad. esp. J. Gomez de Llarena, en Publ. extr. geol. -- Esp. t-4.
- M.O.P., (1974). Enlace preferente Zaragoza-Pirineos. Tramo Huesca-Binues. Estudio 71-1. 83 pp.
- - - - (1974). Plan Pirineos. Tramo Zuera-Barbastro. Estudio 74-8, 62 pp.
- PFLUG, R., (1967). The diapir of Estella. Beih. Geol. Jahrbuch 66, 21-62.
- PINILLA NAVARRO, A. (1966). Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro. - Mem. Doct. Fac. Farmacia Univ. Madrid, 330 pp, 23 Figs, 10 fotos.
- - - - (1968). Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t-66, nº 3, pp 207-218.
- PINILLA NAVARRO, A., y COLAB. (1968-70). Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro. Anal. Edaf. y Agrob. t-27, nº 9-10, pp 593-618, 10 fotos, 11 tabl., 3 Figs. t-28, pp 895-906 y Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t-66, pp 207-217.

- PINILLA, A., RIBA, O., y PEREZ MATEOS, J. (1968). Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca del Ebro. Brev. Geol. Astúrica, t-11, nº 1-4 pp 145-148, Oviedo.
- POCOVI, A. (1976). Consideraciones sobre la tectónica de edad Oligoceno superior en las Sierras Marginales Prepirenaicas. Acta Geol. Hisp. t 11/5. 120-123.
- PUEYO MUR, J.J. (1974). Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Suria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España). Tesis Doctoral, 350, pp Fac. de Geología. Universidad de Barcelona.
- PUEYO MUR, J.J. (1975). Sedimentary structures observed in salt of the Catalonian potash basin. IXe Congr. Int. Sed. Nice, 1975. Livret-guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". pp 59-64.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972). Caracterización de estructuras de marca en el Eoceno medio de la Sierra de Guara (Huesca). Pirineos, 104, 5 a 13.
- - - - - (1973). Mioceno point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. Sedimentology, 20; 133-144.
- - - - - (1974). Les sediments de marée du Bassin Eocene. Sudpyrénéen. Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 8 (1) 305-325.

- PUIGDEFABREGAS, C., (1974). Algunos problemas de reconstrucción paleogeográfica en relación con la tectónica de corrimiento durante el Eoceno Pirenaico. 7º Congr. Int. Est. Pirenaicos, Seo de Urgel.
- - - - - (1975). La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca, Pirineos, nº 104, 188 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C., RUPKE, N.A. Y SOLE SEDO, J. (1975). - The sedimentary evolution of the Jaca Bassin. in ROSELL Y PUIGDEFABREGAS: Evolution sedimentaire du bassin paleogene sud-pyrénéen. IXeme Congrès Int. de Sedimentol. Excursión 19, part C, 33 pp.
- PUIGDEFABREGAS, D., y SOLER, M. (1973). Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (Prov. de Huesca). Pirineos 109, 5-15.
- - - - - (1974). Estructuras de deslizamiento en un ambiente de frente deltaico (Eoceno superior de la cuenca de Jaca). 7º Congreso Grupo Esp. de Sedimentol. Bellaterra-Tremp.
- QUIRANTES, J. (1969). Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros. Tes. Doct. Univ. Granada. Edic. Dep. Sedim. y suelos. C.S.I.C. Zaragoza, 101 + 16 pp.

- QUIRANTES PUERTAS, J. (1971). Las calizas en el Terciario Continental de los Monegros. Est. Geol. t-27, pp 355-362. Madrid.
- QUIRANTES, J. y RIBA, O. (1973). Materiales pirenaicos depositados en la Depresión Terciaria del Ebro. Pi rineos. a XXIX, nº 107, pp 13-24. Jaca.
- RAAF, J.F.M. de (1964). The occurrence of flute-casts and psuedomorphs after salt crystals in the oligocene "Gres a ripple-marks" of the Southern Pyrenees. In: Bouma and Brouwer eds: Turbidites, pp 192-198. Dev. in Sed. Elsevier, Amsterdam.
- RAAF, J.F.M. de, BEETS, C., y KORTENBOUT, G. (1965). Lower Oligocene Bird-Tracks, Northern Spain. Natura, 207 (4993); 146-148.
- RAMIREZ, A., RIBA, O. (1975). Bassin potassique catalan et mines de Cardona. IXeme. Congr. Int. Séd. Nice, 1975. Livret-guide Excursion nº 20. "Le Bassin - Tertiaire Catalan et les gisements de potasse", pp 49-57.
- RAMIREZ DEL POZO, J. RIBA ARDERIU, O., MALDONADO LOPEZ, A., (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 362 "CALAF", 59 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.

- RAMIREZ DEL POZO, J., RIBA, O., MALDONADO, A. (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 329 "PONS", 47 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J., RIBA, O., MALDONADO, A. (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 330 "CARDONA", 58 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J., RIBA, O., MALDONADO, A., (1975). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. MAGNA. Memoria y Hoja nº 331 "PUIGREIG", 52 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- REGUANT, S., (1964). L'Eocene marin de l'Est et du Sudest de Vich (Barcelona). Coloque sur le Paleogene. Bordeaux, 1962. Mem. B.R.G.M. nº 28 (2), pp 727-734.
- REGUANT, S., (1966). La sedimentacion marina en Vic (Barcelona) durante el Eoceno. Mem. y Com. IVa Reun. Grupo Esp. de Sedimentología, t-2, pp 98-112. -- Oviedo.
- REGUANT, S. (1966). Las intercalaciones rojas del Eoceno marino de Vich (Barcelona). Acta Geol. Hisp. t-1 pp 6-8. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.

- REGUANT, S., (1967). El Eoceno marino de Vic (Barcelona). Tesis doctoral, 2 vol. 617 pp. Fac. de Cien. Universidad de Oviedo. Mem. del Inst. Geol. y Min. de España. t-68, 350 pp. Madrid.
- REGUANT, S. (1975). 2. Aire de Vic. Aperçu général. IXe Congr. Int. Sed. Nice 1975. Livret-guide Excursion n° 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". pp 15-18.
- REILLE, J.L. (1965). Sur l'allure et l'age de la discordance pyrénéenne dans le bassin de Graus - (Prov. de Huesca, versant Sud des Pyrénées). C.R. Acad. Sc. Paris, t-260, pp 5837-5840 -- (31 mai 1865) 1 Fig.
- REILLE, J.L. (1967). Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen (région de Barbastro, province de Huesca). C.R. Ac. Sc. Paris, Serie D, - t-265, pp 852-854.
- - - - - (1967). Sur l'importance des Charophytes dans l'étude des formations continentales tertiaires du versant meridional des Pyrénées. C.R. Acad. Sc. Paris, t-265, pp 778-780.
- - - - - (1971). Les relations entre tectonogénese et sedimentation sur le versant Sud des Pyrenees centrales. These Univ. du Languedoc, 329 pp.

REILLE, J.L. (1971). Les relations entre tectorogénese - et sedimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales. D'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales. These. 330 pp. Montpellier.

RIBA, O., (1955). Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la partie Ouest du bassin de l'Ebre. Geol. Rundsch., t-43, nº 2, pp 363-371.

- - - - - (1957). Nuevas observaciones sobre el Terciario continental de la cuenca del Ebro. CIEPSA, Informe Geológico nº 100, 133 pp. Inédito.

- - - - - (1962). Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España. I Col. Int. sobre O.P. en terrenos yesíferos, 33 pp. Madrid.

- - - - - (1964). Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. Aportación española al XX Congr. Geogr. Intern. pp 127-138.

- - - - - (1967). Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la depresión Central catalana. Acta Geol. Hisp. a.2, nº 1, pp 3-8. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.

RIBA, O., y MACAU, F. (1962). Situación características y extensión de los terrenos yesíferos en España. I Coloquio Internacional sobre las O.P. en los terrenos yesíferos, Serv. Geol. de O.P. 33 pp. 1 Fig. 1 mapa el col. Madrid.

- RIBA, O., y PEREZ MATEOS, J. (1962). Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca del Ebro (Navarra). II Reunión G. Esp. Sedimentol. Sevilla, 1961. pp 201-221.
- RIBA, O., PUIGDEFABREGAS, C., SOLER, M., QUIRANTES, J., MARTI BONO, C., (1973). Hoja 22 "TUDELA". Mapa Geol. Esp. 1:200.000, Síntesis de la cartografía existente.
- RIBA, O., VILLENA, J., QUIRANTES., J. (1967). Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (provincia de Zaragoza). Anal. Edaf. y Agrobiol., t-26, pp 617-634. C.S.I.C. Madrid.
- RIBA, O., (1972). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 33. "LERIDA". 31 pp. Inst. Geol. y Min. de España.
- RIBA, O., PUIGDEFABREGAS, C., SOLER, M., MALDONADO, A., - MARTI, C., GARRIDO, A., (1972). Mapa geológico de España E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 23 "HUESCA", 53 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- RIBA, O., (1975). Synthèse lithostratigraphique. IXe Congr. Int. Séd. Nice 1975. Livret-guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". pp 9-13.

- RIBA, O., (1975). Conglomerats de Sant Llorenç de Morunys. IXe Congr. Int. de Sed. Nice 1975. Livret-guide Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse", pp - 65-74.
- RIBA, O., (1975). Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. Bol. Geol. y Min. t-86. nº 1, pp. - 45-61. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- RIBA, O., (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. Sed. Geology, t-15, pp 213-233. Elsevier. Amsterdam.
- RIBA, O., (1976). Tectogenese et sedimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. Bull. Bur. Rech. Geol. et Minières, 2e ser. sec. I, nº 4, pp 383-401.
- RIBA, O., y COLAB. (1975). Síntesis geológica previa para la exploración de Uranio en el Valle del Ebro. J.E.N. Informe inédito, 94 pp.
- RIOS, J.M. (1959). Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. Not. y Com. IGME, nº 53. pp 107-148, 5 Figs.

- RIOS, J.M. (1958-1963). Relación de los principales sondeos para investigación de petróleo llevados a cabo en España desde 1939. Not. y Com. del IGME nº 59, 63, 60, 66, 70 y 75.
- RIOS, J.M., ALMELA, A., GARRIDO, A., (1943). Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. 1ª parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos Orientales. Bol. Inst. Geol. y Min. España. t-56. pp 337-389. Madrid.
- RIOS, J.M., ALMELA, A., (1954). Hoja nº 208 "UNCASTILLO" (Zaragoza). IGME. 1 Mapa E 1:50.000.
- - - - - (1954). Hoja nº 209 "AGUERO" (Huesca). IGME. 1 Mapa. E 1:50.000.
- ROBLES OROZCO, S. (1974). Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. Tesis Doctoral. 436 pp. Fac. de Ciencias. Universidad Autónoma de Barcelona.
- ROJAS, B.J., LATORRE, F., y FERNANDEZ VARGAS, E. (1971). Contribucion al conocimiento de la última fase de los afloramientos Meso-Alpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca. I Congr. Hisp. Luso-Amer. de Geol. Econ. E-1-33, pp 377-385.

- ROJAS, B.J., FERNANDEZ VARGAS, E., y LATORRE, F., (1973). Investigación de la Reserva de Potasas subpirenaicas. ENADIMSA. Inédito, 117 pp. Madrid.
- ROMERO OSTIZ, J., (1933). Los cobres de Biel (estudio petrográfico). Rev. Min. serie C, t-51.
- ROSELL, J., (1965). Estudio geológico del prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida). Pirineos, a 21, nº 75-78, pp 5-127. Inst. Est. Pirenaicos. Jaca.
- ROSELL, J., JULIA, R., FERRER, J. (1966). Nota sobre la estratigrafía de unos niveles con carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S de los Catalánides. Acta Geol. Hisp. a I, nº 5, pp 17-20. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- ROSELL, J., RIBA, O., (1966). Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de la Pobla de Segur (Prov. de Lérida). Act. V. Congr. Int. Pirineos, 1966, t-I, p 61-74. Zaragoza.
- SAENZ GARCIA, C., (1942). Estructura general de la cuenca del Ebro. 1ª Reunión de Estudios Geográficos celeb. Univ. de verano de Jaca. Ag. 1941. C.S. I.C. Inst. "J.S. Elcano". pp 235-255. 1 corte, 1 mapa geol. Est. Geogr. a 3, nº 7, pp 249-269, 1 carta, 1 lám. Madrid.

- SAENZ GARCIA, C. (1954). Nouvelle synthèse stratigraphique et tectonique du Tertiaire continental -- espagnol (Résumé). Congr. Geol. Int. Alger, - 1952. Sect. 13, n° 13, pp 287-288.
- - - - - (1963). Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. Conf. Sindical Hidrográfica del Ebro, n° 36, pp 3-29, 14 fotos, 1 mapa. Zaragoza.
- SAN MIGUEL, A., PUEYO, J.J. (1971). Observaciones petrológicas y petroestructurales de los yacimientos salinos de Sallent y Balsareny (Barcelona). Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona. n° 26, pp 5-20. Barcelona.
- SCHRIEL, M., (1970). Etude tectonique des nappes et series decollées de la partie centrale du versant Sud - des Pyrénées. Caractère sysédimentaire. Role de la compression et de la gravité. Thèse. 224 pp Fac. Sciences Montpellier.
- SCHWARZ, E.J. (1969). Contribution a l'etude de la tectonique Sud-Pyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaires et tertiaire de la parti centrale du versant sud des Pyrénées. C.R. Ac. Sc. Paris, t-268, pp 907-910.

- SEGURET, M., (1970). Etude tectonique des nappes et des series décollées de la partie centrale du versant sud de Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse. Fac. Sciences. Montpellier. 224 pp.
- SELZER, G. (1934). Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien. Neue Jahr. f. Min. Paläontol. und Geologie, Beil-Bd. 71, pp 370-406. Berlin. Trad. esp. en "Public. Extranj. sobre Geol. de España" t-4, C.S.I.C. pp 185-231. 1948.
- SITTER, L.U. de (1956). A cross section through the Central Pyrenees. Geol. Rundsh. Bd. 45. pp 214-233. Corte geológico a través de los Pirineos Centrales. Trad. J.M. Rios, Not. y Com. IGME, nº 46, pp 177-207, 16 fig. 1957.
- - - - - (1961). La phase tectogenique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales, C.R.S. Soc. Geol. - Fr. (6-11-61), fasc. 8, pp 224-225.
- SOLE SABARIS, L. (1954). Sobre la estratigrafía de las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. t-extr. 637-657.
- SOLE SABARIS, L., MASACHS, V. (1946). Itinerario V Barcelona-Suria-Cardona. En: Geología de los alrededores de Barcelona. Ministerio de Educación. - "La nueva Geografía". Dir.Gen.Ens.Media pp 87-97. Madrid.

- SOLE SABARIS, L., VIRGILI, C., RIPOLL PERELLO, E., (1957).
I.N.Q.U.A. Congrès International. Livret Guide
de l'Excursion B1 environs de Barcelone et Mont
serrat (16 Sept. 1957). Madrid-Barcelona, 25 -
pp. Gráficas Marina. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L., (1972). Mapa Geológico de España. E. 1:
200.000. Síntesis de la Cartografía existente.
Memoria y Hoja nº 35 "BARCELONA". 31 pp. Inst.
Geol. y Min. de España. Madrid.
- SOLE SABARIS, L., (1972). Mapa Geológico de España. E. 1:
200.000. Síntesis de la Cartografía existente.
Memoria y Hoja nº 34 "HOSPITALET". 38 pp. Inst.
Geol. y Min. de España. Madrid.
- SOLE SABARIS, L., (1972). Mapa Geológico de España. E. 1:
200.000. Síntesis de la Cartografía existente.
Memoria y Hoja nº 42 "TARRAGONA". 29 pp. Inst.
Geol. y Min. España. Madrid.
- SOLE SABARIS, L., RIBA, O., MALDONADO, A., QUIRANTES, J.,
VILLENNA, J., GARRIDO, A. (1972). Mapa Geológi-
co de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Car-
tografía existente. Memoria y Hoja nº 41 "TOR-
TOSA". 45 pp. Inst. Geol. y Min. de España. Ma-
drid.
- SOLE SEDO, J. (1972). Formación de Mues: Litofacies y pro-
cesos sedimentarios. Univ. Barcelona, Dept. Es-
tratigrafía. Inédito.

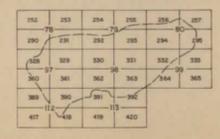
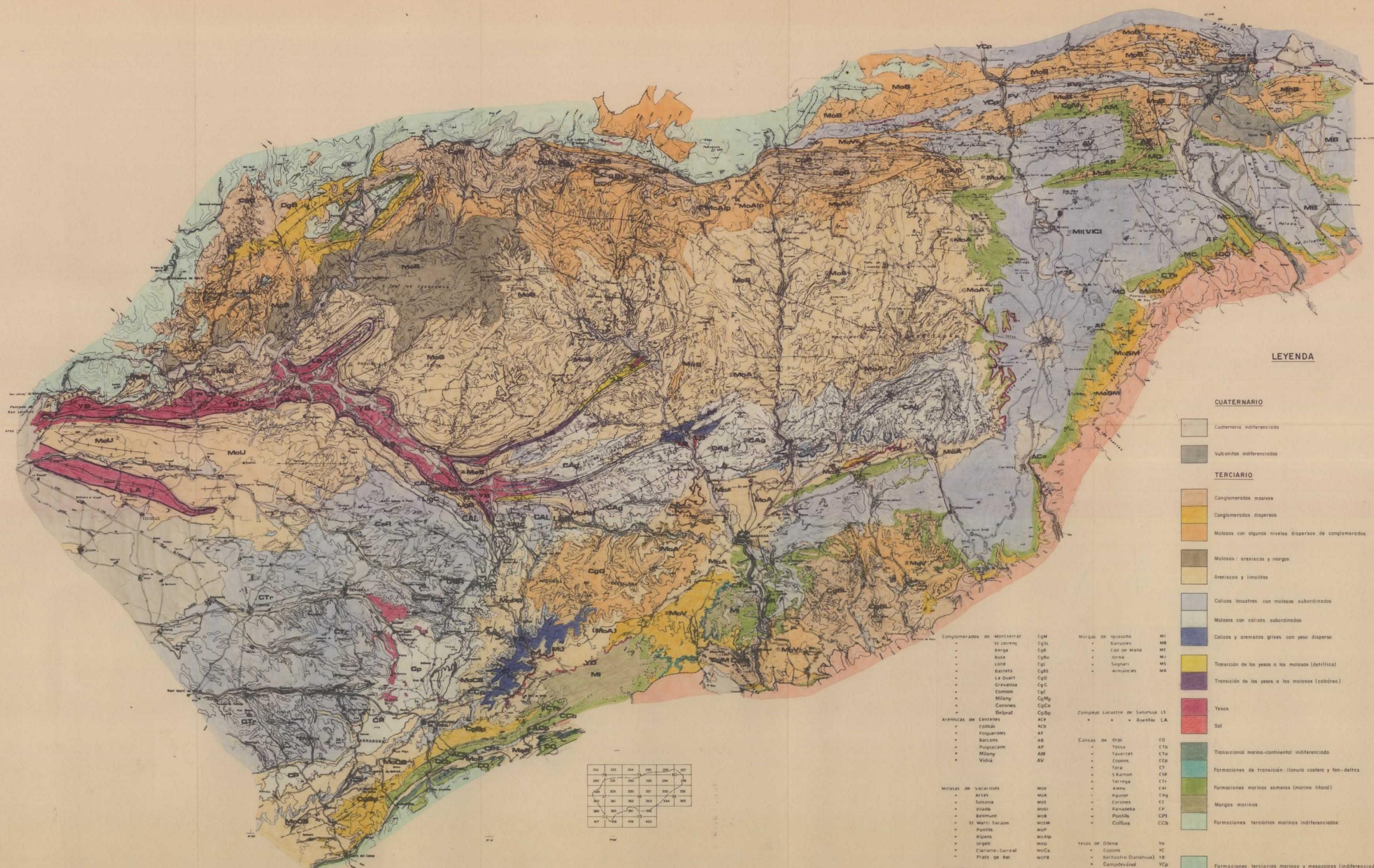
- SOLE SUGRAÑES, L. (1970). Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis Doctoral. 496 pp. Fac. de Geología. Universidad de Barcelona.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1972). Nota sobre una discordancia en el Eoceno medio del Prepirineo Oriental. Acta Geol. Hisp. a.7, nº 1, pp 1-6. Inst. Nac. de Geología. Barcelona.
- SOLER SAMPERE, M., y GARRIDO, A. (1970). La terminación occidental del manto del Cotiella. Pirineos, v. 98, pp 5-12. Jaca.
- SOLER SAMPERE, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. Pirineos, 96, pp 5 a 20. Jaca.
- - - - - (1972). Esquema litológico del Alto Aragón. Pirineos, 106, pp 5-15. Jaca.
- VAN HOUTEN, F.B. (1974). Northern Alpine Molasse and similar Cenozoic Sequences of Southern Europe. Soc. Econ. Pal. Mn. Spoc. Publ. nº 19, pp 260-273.
- VILAPLANA, M., (1975). Les problemes de la limite superieure (aire de Calders-Artés). IXe Congr. Int. Sed. Nice 1975. Livret-guide. Excursion nº 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". pp 25-31.

VILLALTA, J.F. de, y CRUSAFONT, M. (1947). Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. V Bassin - de l'Ebre. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. n° 13-14, pp 256-259. Paris.

WAGNER, G., MAUTHE, F., MENSİK, H. (1971). Der Salzstock von Cardona in Nordöspanien. Geol. Rundschau, vol. 60, n° 3, pp 970-996. Stuttgart.

WILLIAMS, R.C. (1975). Channel deposits in the Southern Ebro Basin. IXe Congr. Int. Séd. Nice, 1975. Livret-guide Excursion n° 20. "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". pp 75-84.

MAPAS



- CUATERNARIO**
- Cuatrnario indiferenciado
 - Vulcanitas indiferenciadas
- TERCIARIO**
- Conglomerados masivos
 - Conglomerados dispersos
 - Molases con algunos niveles dispersos de conglomerados
 - Molases: areniscas y margas
 - Areniscas y limolitas
 - Calizas lacustres con molases subordinadas
 - Molases con calizas subordinadas
 - Calizas y areniscas grises con yeso disperso
 - Transición de los yesos a las molases (detritica)
 - Transición de los yesos a las molases (calcáreo)
 - Yesos
 - Sol
 - Transicional marino-continental indiferenciado
 - Formaciones de transición: llanura costera y fan-deltas
 - Formaciones marinas someras (marino litoral)
 - Margas marinas
 - Formaciones terciarias marinas indiferenciadas
 - Formaciones terciarias marinas y mesozoicas (indiferenciadas)
 - Granitos, paleozoico metamórfico y trias

- CONTACTOS**
- Discordante
 - Normal
 - Normal supuesto
 - Limite de facies
 - Línea de capa (fotogeológica)
 - Isocrona coincidente con nivel fotogeológico
 - Isocrona interpolada
 - Isocrona deducida por divisiones paleontológicas
 - Contacto mecánico

- SIGNOS ESTRUCTURALES**
- Cabalgamiento
 - Falla con indicación de hundimiento
 - Falla con indicación de desplazamiento
 - Falla supuesta o deducida
 - Dirección y buzamiento de capa
 - Buzamiento invertido
 - Capa horizontal
 - Capa vertical
 - Anticlinal
 - Sinclinal
 - Anticlinal con buzamiento axial
 - Anticlinario
 - Anticlinal vergente
 - Sinclinal vergente
 - Sondeo
 - Chattienense
 - Stampienense
 - Sannosiense
 - Prioboniense
 - Luficiense
 - Cusiense
 - Ilerdiense

- Conglomerados de Montserrat**
- St Llorenç CgSt
 - Berga CgB
 - Busa CgBu
 - Lors CgL
 - Baltes CgB
 - La Quar CgQ
 - Greviosa CgG
 - Comios CgC
 - Milany CgMy
 - Corones CgCo
 - Belprat CgBp
- Areniscas de Centelles**
- Collbas ACB
 - Folgueroles AF
 - Barcons AB
 - Puigacam AP
 - Milany AM
 - Vidrà AV
- Molases de Vacarisses**
- Artes MOV
 - Sonolrà MOS
 - Vicòs MOVi
 - Benimunt MOb
 - St Martí Sacalm MObM
 - Pontils MOP
 - Alpens MoAlp
 - Urgell MoU
 - Cianada-Sarriall MoCS
 - Prats de Rei MoPR
- FM Vallfogona**
- Lluc C Llc
 - Las Basses LcB
- Margas de Igualada**
- Banyoles MB
 - Col de Manà MC
 - Jorba MJ
 - Sagarr MS
 - Armançanes MA
- Complejo lacustre de Sanahuja IS**
- Ausella LA
- Calizas de Orri**
- Tossa CTo
 - Tavernet CTA
 - Copons CEP
 - Tora CT
 - Sa Ramon CSR
 - Tarrega CTr
 - Alemy CAI
 - Aguilar CAg
 - Eronces EC
 - Fanadella CF
 - Puntils CPl
 - Collbas CCb
- Yesos de Odena**
- Copons YO
 - Sanahuja YC
 - Barbastro (Sanahuja) YB
 - Campdevànol YCp
- Sales de Cardona**
- SA

25046

DIBUJADO T.R.G.	MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA	
FECHA	INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA	
COMPROBADO	IGME	
AUTOR C.G.S., S.A.	PROYECTO	CLAVE
ESCALA 1:200.000	SINTESIS GEOLOGICA DEL EBRO	
CONSULTOR C.G.S., S.A.	MAPA LITOESTRATIGRAFICO (DEPRESION CENTRAL CATALANA)	PLANO Nº 1



ESQUEMA ESTRATIGRAFICO

Crono	Región	ESTELLA	PAMPLONA	SANGÜESA	GUARGA	HUESCA	BARBASTRO
VINDOBONIENSE	E	72	75	74	75	74	75
BURGALICENSE	D	48-49	41	46	44	44	49
AQUITANIENSE	D	13-14	20	12	12	12	12
AQUITANIENSE	C	48-49	15-17	6	40	35	45
CHATTIENSE	C	71	38	38	40	44	44
STAMPIENSE	B	54	75	60	30	64	40
SANNORIENSE	B	28	28	56	56	64	44
SANNORIENSE	A	78	63	56	51	32	80
EOCENO SUPERIOR	A	23	23	23	23	23	23

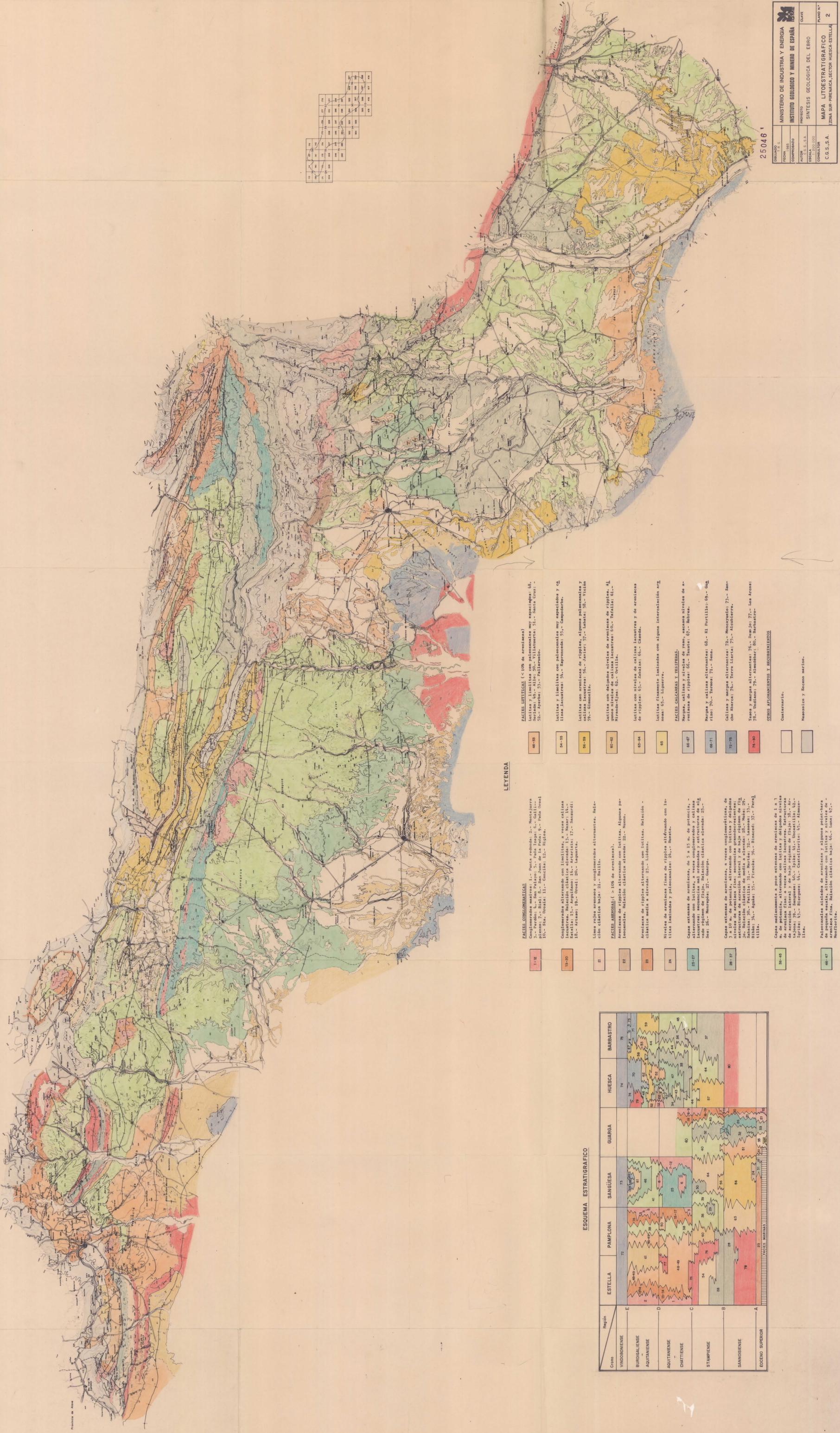
LEYENDA

- FACIES CONGLOMERATICAS**
- 1-12 Conglomerados masivos: 1.- Punta redonda; 2.- Montejurra; 3.- Perdón; 4.- San Pelayo; 5.- Peña Isaga; 6.- Gallipienzo; 7.- Biel; 8.- San Juan de la Peña; 9.- Peña Oruel; 10.- Sta. Oresia; 11.- Concisa; 12.- Niglos.
 - 13-20 Conglomerados alternando con limolitas, a veces calizas lacustres. Relación clásica elevada: 13.- Maza; 14.- Estella; 15.- Argüñano; 16.- Artajona; 17.- Sansordi; 18.- Artaso; 19.- Oruel; 20.- Laguarda.
 - 21 Limos rojos arenosos y conglomerados alternantes. Relación clásica baja: 21.- Bailin.
- FACIES ARENOSAS (> 10% de areniscas)**
- 22 Areniscas de ripples alternando con lutitas. Algunos paleocanales. Relación clásica elevada: 22.- Nuson.
 - 23 Areniscas de ripples alternando con lutitas. Relación clásica media a elevada: 23.- Lisedas.
 - 24 Niveles de areniscas finas de ripples alternando con lutitas laminadas y paleocanales: 24.- Busca.
 - 25-27 Capas extensas de areniscas, de 5 a 15 m. de potencia, alternando con lutitas, a veces conglomerados y calizas lacustres; secuencias mal ordenadas y estructuras de elevado régimen de flujo. Relación clásica elevada: 25.- Seo; 26.- Monrepós; 27.- Guarga.
 - 28-37 Capas extensas de areniscas, a veces conglomeráticas, de 3 a 10 m. de potencia, alternando con lutitas y delgados niveles de arenisca fina; secuencias grandecrecientes; estructuras de acreción lateral y de bajo régimen de flujo. Relación clásica de media a elevada: 28.- Naja; 29.- Sabalza; 30.- Petilla; 31.- Marta; 32.- Lasosa; 33.- Sibón; 34.- Aguda; 35.- Piraca; 36.- Binaced; 37.- Paratilla.
 - 38-45 Capas medianamente a poco extensas de areniscas de 1 a 3 m. de potencia, alternando con lutitas y delgados niveles de arenisca fina; a veces calizas lacustres. Estructuras de acreción lateral y de bajo régimen de flujo: 38.- Artajona; 39.- Sangüesa; 40.- Ipias; 41.- Uncastillo; 42.- Ipiria; 43.- Biergues; 44.- Castelflorite; 45.- Almacella.
 - 46-47 Paleocanales aislados de areniscas y algunos point-bars de pequeño escala, alternando con lutitas y niveles de arenisca fina. Relación clásica baja: 46.- Luna; 47.- Montflorit.
- FACIES LUTITICAS (< 10% de areniscas)**
- 48-53 Lutitas y limolitas con paleocanales muy espaciados y calizas lacustres: 48.- Eapronceda; 49.- Campodarbe; 50.- Villastera; 51.- Santa Cruz; 52.- Ayerbe; 53.- Pallaruelo.
 - 54-59 Lutitas con areniscas de ripples, algunos paleocanales y calizas lacustres: 54.- Javier; 57.- Labata; 58.- Vición; 59.- Gimella.
 - 60-62 Lutitas con delgados niveles de areniscas de ripples. Algunos niveles de calizas lacustres: 60.- Tafalla; 61.- Miranda-Ejea; 62.- Orilla.
 - 63-64 Lutitas con niveles de calizas lacustres y de areniscas de ripples: 63.- Zabala; 64.- Casada.
 - 65 Lutitas finamente laminadas con alguna intercalación arenosa: 65.- Liguera.
- FACIES CALCAREAS Y YESIFERAS**
- 66-67 Margas, calizas y niveles de yeso, escasos niveles de areniscas de ripples: 66.- Tauste; 67.- Robras.
 - 68-71 Margas y calizas alternantes: 68.- El Portillo; 69.- Guargu; 70.- Tornos; 71.- Sena.
 - 72-75 Calizas y margas alternantes: 72.- Moncayuelo; 73.- Sancho Abarca; 74.- Torre Lieria; 75.- Alcubierre.
 - 76-80 Yesos y margas alternantes: 76.- Demjo; 77.- Los Arcos; 78.- Undiano; 79.- Almedábar; 80.- Barbastro.
- OTROS AFLORAMIENTOS Y RECUBRIMIENTOS**
- Quaternario.
 - Mesozoico y Eoceno marino.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----

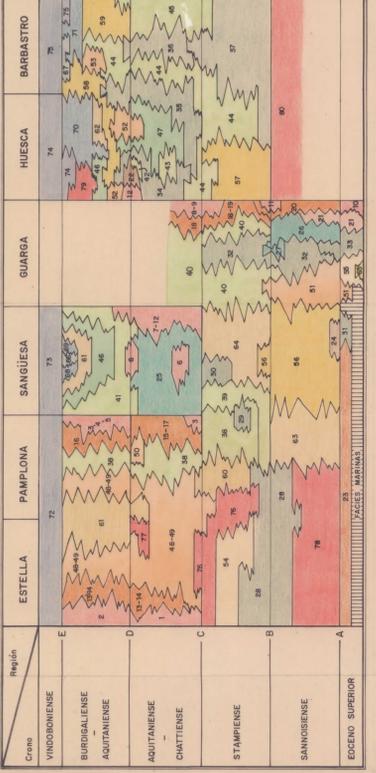
25046

DISEÑADO		MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA	
FECHA		INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA	
AUTOR		C. S. S. S. A.	
ESCALA		PROYECTO	
CONSULTOR		MAPA LITOSTRATIGRAFICO	
C.G.S.S.A.		ZONA SUR-PIRENAICA, SECTOR HUESCA-ESTELLA	
CLAVE			PLANO N.º
			2



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
91	92	93	94	95	96	97	98	99	100

ESQUEMA ESTRATIGRAFICO



LEYENDA

- 1-2. Facies conglomeráticas. Conglomerados masivos: 1.- Punta romana; 2.- Montejurra. Conglomerados arenosos: 3.- San Juan de la Peña; 4.- Pina Orca; 5.- Bial; 6.- San Juan de la Peña; 7.- Pina Orca; 8.- Pina Orca; 9.- Pina Orca; 10.- Sta. Orosia; 11.- Gasciá; 12.- Riglos.
- 3-10. Conglomerados alternando con limolitas, a veces calizas lacustres. Relación clásica elevada: 3.- Nazar; 4.- Nazar; 5.- Nazar; 6.- Nazar; 7.- Nazar; 8.- Nazar; 9.- Nazar; 10.- Nazar.
- 11. Línea de alternancia y conglomerados alternantes. Relación clásica baja: 11.- Bailín.
- 12-20. FACIES ARENOSAS (> 10% de areniscas). Areniscas de ripples alternando con lutitas. Algunas paleocónicas. Relación clásica elevada: 12.- Noya; 13.- Noya; 14.- Noya; 15.- Noya; 16.- Noya; 17.- Noya; 18.- Noya; 19.- Noya; 20.- Noya.
- 21. Areniscas de ripples alternando con lutitas. Relación clásica media a elevada: 21.- Lidón.
- 22. Niveles de areniscas finas de ripples alternando con lutitas laminadas y paleocónicas: 22.- Murat.
- 23-27. Capas extensas de areniscas, de 5 a 15 m. de potencia, alternando con lutitas, a veces conglomerados y calizas lacustres. Relación clásica elevada: 23.- Sosa; 24.- Sosa; 25.- Sosa; 26.- Sosa; 27.- Sosa.
- 28-37. Capas extensas de areniscas, a veces conglomeráticas, de 3 a 10 m. de potencia, alternando con lutitas y calizas lacustres. Relación clásica elevada: 28.- Sosa; 29.- Sosa; 30.- Sosa; 31.- Sosa; 32.- Sosa; 33.- Sosa; 34.- Sosa; 35.- Sosa; 36.- Sosa; 37.- Sosa.
- 38-47. Capas medianamente a poco extensas de areniscas de 1 a 3 m. de potencia, alternando con lutitas y calizas lacustres. Relación clásica elevada: 38.- Sosa; 39.- Sosa; 40.- Sosa; 41.- Sosa; 42.- Sosa; 43.- Sosa; 44.- Sosa; 45.- Sosa; 46.- Sosa; 47.- Sosa.
- 48-50. Paleocónicas aisladas de areniscas y algunas point-hers lacustres. Relación clásica baja: 48.- Lami; 49.- Nonforle; 50.- Nonforle.
- 51-53. FACIES LUTITICAS (< 10% de areniscas). Lutitas y limolitas con paleocónicas muy espaciadas: 51.- Ayreba; 52.- Ayreba; 53.- Ayreba.
- 54-55. Lutitas y limolitas con paleocónicas muy espaciadas y líneas lacustres: 54.- Sagrereda; 55.- Campodarbe.
- 56-59. Lutitas con manchas de rippled, algunas paleocónicas y calizas lacustres: 56.- Jaurri; 57.- Labana; 58.- Vieñon; 59.- Glemalla.
- 60-62. Lutitas con delgadas niveles de areniscas de ripples. Al menos niveles de calizas lacustres: 60.- Tafalla; 61.- Arrendoñeta; 62.- Otzola.
- 63-64. Lutitas con niveles de calizas lacustres y de areniscas de ripples: 63.- Zabala; 64.- Canda.
- 65. Lutitas finamente laminadas con alguna intercalación argilosa: 65.- Ligerre.
- 66-67. FACIES CALCAREAS Y RESERVA. Calizas y niveles de yeso, escasos niveles de areniscas de ripples: 66.- Tanta; 67.- Ibrera.
- 68-71. Yesos y calizas alternantes: 68.- El Portillo; 69.- Gola; 70.- Torralba; 71.- Sana.
- 72-75. Calizas y margas alternantes: 72.- Moncayo; 73.- Sancho Abacot; 74.- Torre Lierta; 75.- Alcanberre.
- 76-80. Yesos y margas alternantes: 76.- Damián; 77.- Los Arcos; 78.- Indiano; 79.- Almadar; 80.- Barbastro.
- 81-84. OTROS ALIQUOTADOS Y RECUBRIMIENTOS. Cantarero; Mazonio y Suroeste marino.