



ESTUDIO GEOLOGICO DEL MESOZOICO DEL BLOQUE  
DEL CARDO Y SECTORES ADYACENTES.

Sergio Robles Orozco

Bellaterra, Abril de 1974



### 3.6.- UNIDAD MERIDIONAL

Esta unidad constituye aproximadamente los tercios central y meridional de la región estudiada. Geográficamente está representada por todas las sierras que quedan entre el Río Ebro, desde el paralelo de Ginestar hacia el Sur, y la costa mediterránea.

Tectónicamente se individualiza porque su frente Norte es cabalgante sobre la Unidad Septentrional y porque en conjunto ha sufrido un desplazamiento hacia el Norte.

El frente Norte de esta unidad está formado por los materiales del Muschelkalk medio y superior. Por ellos discurre la carretera de Hospitalet a Mora entre Fatxes y Tivissa en donde constituyen la base inmediata de la Sierra de la Creu. También afloran en el Barranco de Remullà, entre las cotas 534 y 589 "La Vidua". Este frente sufre numerosas indentaciones. Dos retazos del mismo son los isleos tectónicos de Llaberia, ya descritos en 3.5.2.6.

Existe un área situada entre Fatxes, Vandellòs, Mas Boquera, Mas Riudoms y Pratdip, formada por las sierras de Cabrafiga, Sta. Marina y Mola de Remullà, en la que afloran fundamentalmente materiales del Muschelkalk inferior. Estos materiales por lo que respecta a la Sierra de Cabrafiga constituyen el substrato común inmediato de ambas unidades, como ya indicaba en 3.5.2.6. El Muschelkalk inferior que -

afloran en la Sierra de Sta. Marina y Mola de Remullà forma, sin embargo, la base de una escama que cabalga al frente actual de la Unidad Meridional. La estructura de este sector - la comentaré detalladamente más tarde.

La Unidad Meridional está dividida en dos grandes bloques. El Bloque del Cardó y el Bloque de Tivissa-Vandellòs, separados por el Pla del Burgar , valle de origen tectónico, como indicó LLOPIS(1947), por el que discurre la carretera de Perelló a Rasquera. De estos dos grandes bloques forma también parte la Unidad Septentrional. De esta última Unidad, al Bloque del Cardó, tan solo pertenece dentro de la zona estudiada, el área cartografiada que queda al NW del Ebro. El resto de la Unidad Septentrional pertenecería al Bloque de Tivissa-Vandellòs.

En 3.º indiqué que la Unidad Meridional, es "relativamente alóctona". Como explicaré próximamente el desplazamiento, se atenúa hacia el Oeste, de forma que la porción de dicha Unidad <sup>que</sup> cae dentro del Bloque de Tivissa-Vandellòs es - la que puede considerarse propiamente "alóctona".

### 3.6.1.- MANTO DE TIVISSA-LLABERIA

El frente de esta estructura lo constituyen a grosso modo, como indiqué en 3.6 los materiales del Muschelkalk medio y superior por los que discurre la carretera de Hospitalet a Mora entre Tivissa y Fatxes. Entre Fatxes y el

valle de Sta. Marina-Pratdip, lo constituyen igualmente los materiales del Muschelkalk medio y superior, que afloran en Coll-roig y forman la base de la Mola de Remullà, y de las cotas 540 y 618, situadas al Oeste de aquella. (Ver cartografía). Entre Tivissa y Fatxes el frente de corrimiento - queda siempre al Norte de la carretera y puede cortarse haciendo itinerarios, desde ésta hacia el Norte. (Ver cartografía). La base de los materiales corridos está constituida - siempre por las arcillas rojas del Muschelkalk medio, que en algunos casos, quedan reducidas a solo algunos decímetros. Ellas constituyen la masa plástica que facilitó el despegue y lubricó el desplazamiento. Sobre estas arcillas rojas se encuentran los materiales del Muschelkalk superior. Los términos superiores de la serie, Keuper y Jurásico, afloran - prácticamente al Sur de la carretera.

Los niveles triásicos están fuertemente replegados. Algunas de las complicaciones que se observan, debieron producirse durante el corrimiento, pero al menos las - que tienen mayor continuidad creo que se produjeron por plegamiento posterior. Este puede ser el caso del anticlinal - asimétrico de dirección  $N 50^{\circ} E$  y vergencia NW, por cuyo núcleo, en Muschelkalk medio, discurre la carretera entre los km 19,5 y 20,5. Al NW de este anticlinal se localiza un sinclinal de relativa importancia, con núcleo en Keuper. La mayoría de estos pliegues no los presentan los materiales sobrecorridos y por lo general tampoco el Jurásico suprayacente. Se trata de pliegues disarmónicos originados por despegue a favor de las arcillas del Muschelkalk medio de la base de corrimiento y de las arcillas del Keuper y por la po-



ca competencia, de ellos y de los materiales del Muschelkalk superior, en relación a los infra y suprayacentes. En Montaner existen dos pequeños isleos tectónicos. El más occidental, que forma la cota 481, está situado en una pequeña fosa tectónica que ha permitido su conservación. La superficie de corrimiento es sensiblemente paralela a la estratificación y se localiza sobre los mismos niveles del Cretácico superior sobre los que se sitúan los isleos ya descritos de Llaberia. En las indentaciones del frente que profundizan más hacia el Sur, la superficie se localiza sobre términos más antiguos. Esto puede observarse en el barranco del km 17,5 en el que la superficie se situa sobre las calcarenitas del Toarcienense. Estos materiales se encuentran ligeramente invertidos, lo que indica que el flanco invertido de la serie sobrecorrida se encuentra inmediatamente al Sur de dicho punto. Ver cortes: 18,19, 31, 33 y 42 (tercio NNW) y 32 (parte central).

En el trayecto que estoy describiendo, es decir entre Tivissa y Fatxes, la envergadura mínima, que puede establecerse de acuerdo con el isleo más septentrional y el punto del frente actual más meridional, es de 2,7 km, sin "desplegar" los materiales corridos, en cuyo caso éste aumentaría un mínimo del orden de 0,5 km. Inmediatamente al N de Fatxes y al E de la carretera Hospitalet-Mora, entre los kms 15 y 16, existe una pequeña ventana tectónica en la que bajo las arcillas del Muschelkalk medio afloran los materiales del Muschelkalk superior pertenecientes al flanco invertido.

Entre Tivissa y Fatxes, el frente actual está afectado por numerosas fallas transversales y oblicuas al

mismo, que producen en él, numerosas indentaciones. Se pueden asociar en cuatro juegos diferentes. Uno de dirección N  $30^{\circ}$  E al que pertenecen las dos fallas antitéticas que forman la pequeña fosa situada al NE de Tivissa, en las elevaciones de Montaner, y que permite la conservación en su interior, del Cretácico superior y del isleo tectónico de la cota 481. Otro juego de dirección N  $50^{\circ}$  E, formado por fallas normales que hundan sus bloques meridionales. A él pertenece la falla que es atravesada en el km 21,8, poco visible en dicho punto, pero bien manifiesta al NE del punto kilométrico indicado, en donde los materiales triásicos corridos quedan en el bloque hundido y su contacto con el Jurásico y Cretácico de Montaner, no es en este caso, por la superficie de corrimiento sino por la falla normal. El tercer juego tiene dirección E-W. Las fracturas que pertenecen a él pueden observarse en la cartografía. El cuarto juego tiene dirección N  $20^{\circ}$  W; a él pertenecen la falla del Barranco de Capsi, entre Montaner y la Loma de Perelló, y la falla que atraviesa las carreteras de Hospitalet a Mora aproximadamente en el km 14,3 y la de Coll de Fatxes a Pratedip en el km 39,8. En este punto puede observarse que en realidad hay dos superficies de falla paralelas y muy próximas. El bloque relativamente hundido es el occidental.

El frente actual del corrimiento, entre Fatxes y Mas Riudoms tiene mayor complicación que en la zona que acabo de describir. Los materiales del frente actual, que están representados solamente por Muschelkalk medio y superior, son cortados y cabalgados por los materiales del Muschelkalk inferior de la Mola de Remullà, antes de introducirse bajo el

Jurásico de las sierras del Sur de Vandellòs que constituyen el resto del caparazón. Es decir, el Manto de Vandellòs, que da cortado y parcialmente cabalgado, al menos por una escama, que tiene como base el Muschelkalk inferior. Ver cortes 20, 21, 22, 34, 43 y 44 (parte central).

De todas formas, el estudio de las características del corrimiento, puede hacerse bastante bien antes de ser cortado por el cabalgamiento mencionado.

La zona donde se inició el corrimiento de la Unidad Meridional sobre la Septentrional puede ser perfectamente estudiada en la confluencia del Barranco de Remullà con el Barranco de Padrat y en la Morella, elevación que queda inmediatamente al Oeste de dicha confluencia. Parte de esta zona ya la he descrito en 3.5.2.6 pues se trata precisamente del borde Meridional de la Sierra de Llaberia. Ver corte 21 (parte central).

Nos encontramos, en efecto, en el flanco invertido que según explicaba en 3.5.2.6 constituye en ese sector el borde Sur de la Sierra de Llaberia. Justo en la confluencia de los barrancos de Remullà y del Padrat afloran los materiales fuertemente laminados del Muschelkalk superior, pertenecientes al flanco invertido. Siguiendo el barranco hacia el Sur, aparecen sobre ellos, las arcillas rojas de Muschelkalk medio y sobre ellas el Muschelkalk superior. Estos niveles del Muschelkalk medio y superior ya normales, forman en dicho punto el frente de corrimiento. Pueden seguirse por la ladera NW de la Mola de Remullà hasta el cruce de la ca-

rretera de Coll-Roig y continuarlas, sin solución de continuidad, por la carretera de Llaberia, hasta el km 66. En este punto se corta la superficie de corrimiento. La continuación hacia el Norte, de estos materiales alóctonos, la constituyen los dos isleos tectónicos de Llaberia descritos en 3.5.2.6.

La zona de Morella-Barranco de Remullà es, por tanto, el lugar donde se inició el corrimiento, puesto que los materiales del flanco invertido, en el fondo del barranco, pasan de invertidos a verticales lo que indica el comienzo del flanco normal. Se deduce claramente que el corrimiento se inició por despegue de la serie a favor del Muschelkalk medio, pues el Muschelkalk inferior junto con el Buntsandstein y Paleozoico subyacentes no participan de esta estructura.

La envergadura mínima del corrimiento para la zona de Llaberia-Vandellòs, deducida de la distancia que hay entre el frente Norte del isleo tectónico más septentrional y la zona donde se inició el corrimiento, una vez efectuados los "despliegues", resulta ser, como mínimo, de 6 km. Las Unidades Septentrional y Meridional representaron, al menos durante el Cretácico inferior, dos dominios paleogeográficos distintos. Esto lo demuestra la diferencia entre los dos tipos de series: en la Septentrional, existe un nivel basal de Facies Utrillas (faltan los sedimentos del Aptiense e inferiores) y uno calcáreo margoso del Cretácico superior. En la Meridional la superficie de discordancia existente en el área Norte entre Jurásico medio y Cretácico

en cuanto a tiempo, está representada, por lo menos, por la serie Dogger superior, Malm y Cretácico inferior hasta el Aptense. Estas dos unidades se encuentran ahora, en parte superpuestas y esta superposición, es efecto del corrimiento que describo en este apartado.

La envergadura mínima del corrimiento, así como el diferente dominio paleogeográfico al que en parte pertenecen el Caparazón y los materiales sobrecorridos, creo que permiten considerar esta estructura como un manto de corrimiento, aunque de condiciones bastante modestas.

El tipo al que pertenece es intermedio entre los mantos que derivan de la acentuación de un pliegue falla y los que derivan de una escama, pues tienen características parcialmente comunes a ambas. La existencia de un flanco invertido, es típico de los mantos que derivan de la acentuación de un pliegue falla, pero como expliqué en 3.5.2.6, si bien el desarrollo lateral del flanco invertido presumo que es muy grande, su desarrollo transversal es muy pequeño ya que la superficie del corrimiento sesga el flanco invertido muy rápidamente y se hace sensiblemente paralela a la estratificación.

Las escamas se caracterizan por: la ausencia de flanco invertido, por su génesis por despegue basal generalizado a favor de un nivel plástico y porque la superficie de corrimiento, que es lubricada generalmente por los materiales que favorecieron el despegue, es paralela a la estratificación. El "Manto" que describo, tiene de común con las

características de las escamas: que se ha generado por despegue a favor de las arcillas del Muschelkalk medio, no participando el Muschelkalk inferior en dicha estructura, y que - la superficie de corrimiento, lubricada por esas mismas arcillas, es sensiblemente paralela a la estratificación. Tiene por tanto características intermedias entre ambos tipos.

Como indique en párrafos anteriores el corrimiento de la Unidad Meridional sobre la Septentrional se inicia, aproximadamente en una línea que pasa por Pratedip-confluencia de los Barrancos de Remullà y Padrat-Fatxes, línea que - viene marcada por el flanco invertido de la serie sobrecorrida. Hacia el Sur de dicha línea y con relación al corrimiento que estoy explicando, los materiales supra Muschelkalk medio de la Unidad Meridional, simplemente están despegados de su substrato inmediato, que es el Muschelkalk inferior y desplazados sobre él, pero no son cabalgantes, es decir, no hay superposición anormal. Los materiales del Muschelkalk medio y superior, Keuper y Jurásico, por los que discurre la carretera de Hospitalet a Mora, entre Mas Riudoms y Vandellòs, se unirían por el Norte, con los del frente de corrimiento. Esta unión no puede hacerse sin solución de continuidad, puesto que la unidad corrida es a su vez cortada por un cabalgamiento posterior, que tiene como base el Muschelkalk inferior de la zona Tunel de Fatxes- Mola de Remullà-Sierra de Sta. Marina.

Entre Coll-Roig y la Ermita de Sta. Marina, la superficie de corrimiento se introduce de lleno en las arcillas del Muschelkalk medio, es decir, en el nivel de despegue

como puede observarse en la cartografía y su seguimiento ya no es posible. Además, estas arcillas se acuñan en la Sierra Sta. Marina, entre su substrato de Muschelkalk inferior, y los materiales de Muschelkalk inferior de la zona de Remullà-Sierra de Sta. Marina cabalgantes sobre ellos. veáse la cartografía de ese sector. En consecuencia, el frente de corrimiento actual no puede seguirse más hacia el Este del meridiano de Mas Boquera por causa del cabalgamiento de la Mola de Remullà-Sta. Marina y de la erosión que deja al descu--bierto el Muschelkalk inferior de Cabrafiga, substrato inmediato del corrimiento.

De todas formas dada la envergadura mínima que tiene el corrimiento de este sector, su continuación real - hacia el Este, sería bastante mayor que la que hoy podemos - ver.

Veamos ahora la extensión que tiene el frente - actual hacia el Oeste. Desde Coll Roig, el frente puede seguirse claramente hacia el Oeste, hasta unos 100 m al Norte del km 24,5 de la carretera de Hospitalet a Mora, es decir aproximadamente 1 km al NW de Tivissa. En esta zona, el frente queda oculto bajo los discordantes pliocenatarnarios por los que discurre dicha carretera desde Tivissa hacia el - Ebro. Al Norte de la carretera los materiales discordantes yacen sobre los afloramientos más meridionales de la Unidad Septentrional, que son los del cerro de Sta. Ana, en cuya - ladera Sur se encuentra el frente de corrimiento. Al Sur de la carretera, dichos materiales <sup>yacen</sup> sobre el Jurásico y Trias superior del caparazón formado por las cumbres de La Tossa y

Jardí. Las discordantes se extienden ampliamente tanto hacia el NW, uniéndose con las de la Depresión de Mora, como hacia el Oeste y Sur, por donde, bordeando las cumbres de Jardí - (cota 444) se unen con los del amplio Valle del Pla del Burgar. Por tanto la extensión mínima, hacia occidente, del frente de corrimiento actual es hasta 1 km al NW de Tivissa. La envergadura mínima que tiene el corrimiento antes de ser fosilizado su frente es de unos 2 km. Esto me hace pensar que su continuación hacia el Oeste puede ser bastante mayor.

La terminación lateral de este corrimiento puede haberse efectuado al menos de dos formas: a) Por una falla fundamentalmente de desgarre, transversal al mismo, b) Por amortiguación paulatina del salto en sentido longitudinal, de forma que tendría enraizamiento axial. La segunda forma es propia de los cabalgamientos y no de los mantos de corrimiento, pero esta afirmación tan tajante, opino que solo debe hacerse cuando se trate de mantos de corrimiento de gran envergadura. En muchos casos cabalgamiento y manto son solo términos de una serie continua y no estructuras que pertenezcan a dos grupos totalmente distintos. En el caso que nos ocupa me encuentro con una estructura de sobrecorrimiento que por su envergadura mínima y solapamiento de dominio paleogeográficos parcialmente diferentes, puede considerarse, en sectores como el oriental, como un manto, aunque de condiciones posiblemente bastante modestas. Ello no impide que axialmente el desplazamiento disminuya de forma progresiva hasta que su envergadura no sea mas que la de un cabalgamiento y que éste como tal no pueda enraizar axialmente.



Ambas posibilidades teóricas son practicamente - posibles en nuestro caso, aunque los datos de campo me incli- nan más por la segunda.

Como indicaba en párrafos precedentes el frente de corrimiento al Este de Tivissa queda oculto por las dis- cordantes que bordean por el Norte la cumbre de Jardí y que se unen por Ginestar con los del Pla del Burgar. Estos mate- riales rellenan el valle del Burgar, el cual ha sido formado por un sistema de fallas de dirección media N 20° W que hun- diendo los labios orientales, individualizan el bloque del - Cardó del bloque de Tivissa-Vandellòs. El corrimiento puede atenuarse hasta desaparecer bajo dichos discordantes. Puede morir en la zona de falla del borde oriental del bloque de - Cardó, pues uno y otro bloque parecen estar desplazados, lo que indica la existencia de alguna falla con una componente de desgarre más o menos fuerte. La tercera posibilidad es - que sea solo cortado y desplazado por dichos accidentes y - continúe en el bloque del Cardó. Esta posibilidad de acuerdo con los datos de campo parece ser la más probable.

En efecto en el bloque del Cardó existen numero- sos cabalgamientos, pero no todos de iguales características ni magnitud. La estructura de la zona Miravet-Río Canaletas, que describo a continuación, puede ser precisamente la conti- nuación occidental de este corrimiento.

#### 3.6.1.1.- ESTRUCTURA DE LA ZONA MIRAVET-RIO CANALETAS

Esta zona se encuentra situada inmediatamente al

Oeste del Ebro, entre Miravet y el Río Canaletas. En ella - existe un sinclinal invertido de dirección media  $N 70^{\circ} E$ , vergente hacia el NW, cuyo núcleo, en las dolomías brechoides - del Lias, discurre por la ladera Sur de las elevaciones de - la Atalaya, cota 389. Por el Oeste y antes de quedar oculto bajo los discordantes existentes entre la Sierra de Vallplana y Pinell de Brai, este sinclinal se hace normal. Por el - Este sigue por la margen izquierda del Ebro hasta las inmediaciones del km 38 de la carretera de Rasquera a Mora la Nueva donde queda cubierto por las discordantes del Pla del Burgar. El flanco Sur invertido, tiene un buzamiento de unos  $70^{\circ}$  hacia el SSE. Al Sur del sinclinal y justo por la orilla derecha del Ebro, desde enfrente de Benifallet hasta la desembocadura del Barranco de la Enrubina discurre el eje de - un anticlinal que se hace progresivamente invertido en el - sentido W-E. Hacia el Este de dicho barranco, los materiales del Keuper y Muschelkalk medio pertenecientes al flanco invertido común a ambos pliegues, se acuñan progresivamente y son cabalgados por arcillas rojas del Muschelkalk medio. Estas arcillas pertenecen al núcleo del anticlinal invertido - y llegan a situarse sobre las dolomías estratificadas de - la base del Lias y, ya en la margen izquierda del Ebro, entre éste y la carretera de Rasquera a Mora la Nueva, sobre - las dolomías brechoides del Lias. Este cabalgamiento que llamaré de la Atalaya, es del tipo de pliegue cabalgante, originado por despegue entre el Muschelkalk inferior y superior a favor de las arcillas del Muschelkalk medio. Parece ser que enraiza axialmente por el Oeste, aproximadamente 1 km al NE de Benifallet, y aumenta progresivamente su salto hacia el - Este. Nos encontramos por tanto con una estructura de carac-

terísticas muy similares a la que se observa por el Barranco de Remullà entre Fatxes y la Mola de Remullà, descrita en 3.6.1, con la diferencia de que en este último sector la envergadura del corrimiento, de acuerdo con su posible enraizamiento axial, al NE de Benifallet, es mucho mayor. Ver cortes 5,6,7,8,9, 10 y 41 (extremo Norte).

Tanto el corrimiento de Tivissà como el cabalgamiento que acabo de describir quedan ocultos por los materiales de relleno del Pla del Burgar-Ginestar. De estos datos puede deducirse con bastante fundamento que el corrimiento de Tivissa-Llabería, que en aquella zona por sus características puede ya considerarse como un manto de segundo género, de condiciones modestas, es la continuación del cabalgamiento que acabo de describir, que aumenta progresivamente su envergadura hacia el Este. También aboga en favor de esta hipótesis una estructura homóloga al cabalgamiento de la Atalaya en el bloque de Tivissa-Vandellòs, a no ser por el corrimiento mencionado y viceversa, puesto que si bien en el bloque del Cardó hay numerosos cabalgamientos, estas no tienen, como describiré en próximos apartados, características similares al corrimiento indicado. Como puede observarse en la cartografía, el cabalgamiento de la Atalaya, queda algo desplazado hacia el Norte con relación al corrimiento de Tivissà, pero esto puede explicarse por la actuación de las fallas que limitan el bloque del Cardó por su borde oriental, y que describiré en próximos apartados.

De la descripción hecha en 3.6.1 y 3.6.1.1 se deduce que la estructura de sobrecorrimiento de Tivissa-Lla

bería poseer gran importancia a escala regional. Su frente se sigue perfectamente a lo largo de 14 kms entre Tivissa y el meridiano de Mas Riudoms, pero su extensión lateral es mucho mayor. Hacia el Este debe continuar durante varios kilómetros si bien no puede establecerse una cantidad por los hechos explicados en 3.6.1. Su extensión hacia el Oeste de Tivissa puede ser con las debidas reservas, de 15 km según explico en 3.6.1.1.

En resumen se puede asegurar que tiene una extensión lateral mínima de 20 kms, extensión que puede aumentarse a 30 kms con un margen razonable de seguridad, existiendo aún la posibilidad de que sea bastante mayor, por su continuación hacia el Este, pero no hay argumentos suficientes para establecerlo con absoluta seguridad en una cantidad determinada. La importancia regional de esta estructura no solo estriba en su extensión lateral sino también en su envergadura que para el sector de Llaberia-Vandellòs tendría un valor mínimo de 6 km. Este desplazamiento ha implicado la aproximación y en parte solapamiento de unidades que parcialmente pertenecen a dominios paleogeográficos distintos.

3.6.2.- ESTRUCTURA INTERNA DEL SECTOR CABRAFIGA-COLL DEL MARQUES -MOLA DE REMULLA - TUNEL DE FATXES

Esta zona se caracteriza porque en ella afloran materiales del Muschelkalk inferior complejamente estructurados. Queda enmarcada entre: la falla de Vilanova d'Escornalbou y los discordantes de Les Planes, que en este sector la fosilizan, por el Este; el borde meridional de la Sierra de

Llabería, por el Norte y la falla que atraviesa la carretera de Hospitalet a Mora, unos 200 m al Oeste del Tunel de Fatxes, por el Oeste.

En este apartado no describiré la estructura de las Sierras de Vandellòs, situadas al Sur de la carretera entre Mas Riudoms y Vandellòs, pero no significa que exista un límite lógico entre la zona que describo y las Sierras de Vandellòs, pues éstas son la continuación de algunas de las estructuras de cabalgamiento cuyo frente se sitúa en dicha zona.

El estudio más profundo que hasta el momento se ha hecho de este sector es el de LLOPIS (1947). El considera esta zona como un complejo anticlinorio que desde Cabrafiga se prolonga hacia el Oeste. Lo que predomina, según puede deducirse de sus cortes, es la estructura, muy fuerte, de plegamiento, salvo el frente de Cabrafiga que lo considera cabalgante. También opina que el "Muschelkalk marino" (siguiendo la terminología que él utiliza), del frente Norte de la Mola de Remullà, se sitúa sobre el "Muschelkalk continental" del Valle de Sta. Marina, pero que en profundidad, se recupera rápidamente para unirse con el de la base de la Sierra de Llabería. En conjunto considera, por tanto, que el "Muschelkalk marino" se encuentra normalmente bajo "el continental". Según se deduce de sus cortes, en la fuerte estructura de plegamiento llega a participar el Buntsandsstein y aunque la atenúa en profundidad, incluso participa algo el zócalo paleozoico. La interpretación que yo hago de los datos de campo por mí obtenidos difiere de esta concep-

ción general en varios aspectos.

a) La zona en conjunto exhibe en efecto una fuerte tectónica de plegamiento pero también es muy importante la de cabalgamientos.

b) El Muschelkalk inferior de la zona Tunnel de Fatxes-Remullà se sitúa siempre sobre el Muschelkalk medio.

c) Hay una individualización en niveles tectónicos de forma que no participan de la misma estructura los términos: supra Muschelkalk medio, Muschelkalk inferior y Buntsandstein y Paleozoico.

VIRGILI (1958), dado que su trabajo tiene un eminente carácter estratigráfico, no estudia este sector. Simplemente se limita a aceptar la estructura propuesta por LLOPIS para Cabrafiga y considera, al menos hacia el Oeste de la Ermita de Sta. Marina, que el Muschelkalk inferior de la Mola de Remullà se sitúa normalmente bajo el Muschelkalk medio de Sta. Marina-Coll-Roig, según se deduce de su texto y del corte IX de la figura 12 (VIRGILI 1958). Esta interpretación no concuerda con la que propongo, pues tanto en la Ermita de Sta. Marina como hacia el Oeste el Muschelkalk medio se encuentra siempre bajo el Muschelkalk inferior de Remullà-Tunnel de Fatxes.

Para el estudio de esta zona conviene distinguir dos sectores. Un sector oriental, formado por la Sierra de Cabrafiga y la Sierra del Coll del Marques, que es atravesada

do por la carretera de Mont-Roig a Prabdip desde el km 21 - hasta Prabdip y un sector occidental formado por las elevaciones del Tunel de Fatxes-Mola de Remullà-Sierra de Sta. Marina.

### 3.6.2.1.- SECTOR DE CABRAFIGA-COLL DEL MARQUES

Esta zona está fuerte y complejamente estructurada y la mayor dificultad para su interpretación estriba en que en dicha estructura participa, de forma casi exclusiva, el Muschelkalk inferior.

Del itinerario que puede hacerse por la carretera de Mont-Roig a Prabdip, entre el km 24 y este pueblo, observando las laderas del Barranco de la Dobia, se deduce a "grosso modo" que existe una multiplicación del Muschelkalk inferior. La razón de esto es que por la carretera, y a lo largo de un trayecto que supone unos 3 km en línea recta, solo se cortan materiales de dicho nivel. El buzamiento general, salvo entre los km 24,5 y 25,5 que puede ser nulo o muy pequeño en la dirección del corte, es bastante fuerte y practicamente en un mismo sentido. Esta enorme potencia de dichos materiales hay que explicarla de forma tectónica. En principio se plantean tres posibilidades: a) Que se deba a un replegamiento fundamentalmente isoclinal; fue la propuesta por LLOPIS (1947) y seguida por VIRGILI (1958). b) Que se deba a un empilamiento de escamas de mayor o menor convergadura. c) Que influyan ambos factores, es decir que haya cabalgamiento y replegamiento. Los datos de campo que he obtenido me inclinan en favor de la tercera explicación.

1303

La mayor dificultad estriba en saber exactamente cuantas de estas duplicaciones se deben a plegamiento isoclinal y cuantas a cabalgamiento.

Describiré a continuación las escamas y repliegues que deduzco existen en este sector, indicando en cada caso su margen de seguridad.

En el Barranco de Llastres se localiza uno de los cabalgamientos mejor caracterizados y cuya existencia es segura. Ver cortes 22,23 y 24 (tercio Sur). La superficie de cabalgamiento la corta el cauce de dicho barranco justo en la curva que apunta hacia el SE, situada inmediatamente al Norte de Mas Riudoms. La superficie se sigue perfectamente hacia el Este por la margen Sur de dicho barranco, se incurva fuertemente hacia el NE, pasa a la ladera Norte del barranco y bordeando por el Oeste la cota 213 que domina la Urbanización "Planas del Rey", llega hasta las inmediaciones del Barranco de la Dobia y queda cubierta por derrubios. Al Norte de Mas Riudoms el cabalgamiento es cortado por una falla de dirección NS que pasa inmediatamente al Este del pueblo y que hunde relativamente el bloque oriental. La superficie de cabalgamiento se sigue en el bloque occidental por la mitad de la vertiente Sur del Barranco de Llastres y es cortada dos veces por el mismo barranco, al Norte del km 6,5 de la carretera de Hospitalet a Mora. A partir de esa zona y hacia el Oeste, la calidad de los afloramientos no permite saber por donde continua. Puede que siga hacia el Oeste y enlace con la "escama de Remullà" que describiré en el próximo apartado, o puede que se amortigue en forma de una fuerte flexión



anticlinal que existe en el Barranco de Llastres, frente al km 7 de la carretera de Hospitalet del Infant a Mora. De acuerdo con los datos de campo la hipótesis más probable es la primera.

Esta escama, que llamaré de Mas Riudoms, tiene como base al Muschelkalk inferior y sobre él el resto del Trias y serie jurásica de Pallás y La Espelta. La base del Muschelkalk inferior está fuertemente brechificada, teniendo en algunos puntos la zona de brecha una potencia superior a tres metros. La superficie de cabalgamiento se sitúa siempre paralela a la estratificación del conjunto cabalgante. Con relación al conjunto cabalgado la mencionada superficie se sitúa siempre sobre el techo de Muschelkalk inferior. En algunos puntos de la superficie de cabalgamiento existen arcillas rojas probablemente del Muschelkalk medio. Existe un isleño tectónico de este cabalgamiento, formado por materiales del Muschelkalk inferior, 1 km al N de Mas Riudoms, en la ladera meridional de la cota 495. Ver corte 23.

Por el Barranco de la Dobia y unos 200 m al Sur del punto en que es atravesado por el camino que va del km 24 de la carretera de Montroig a Pratedip, al km 4 de la carretera de Hospitalet a Mora, se corta una superficie de cabalgamiento de similares características a la anterior. Las condiciones del afloramiento, que queda reducido a escasos puntos entre los derrubios de ladera y aluviales del barranco, no permite saber con seguridad si se trata de la misma superficie de <sup>la</sup> escama de Mas Riudoms, o de otra más meridional y de menor envergadura que atraviesa el Barranco de Llastres -

unos 50 metros antes de entrar en los discordantes de las Planas (Ver cartografía de este sector). Esta superficie de ca balgamiento atraviesa la carretera de Montroig a Pratedip ba jo los discordantes del km 23,8 y continúa hacia el Este - unos 300 m al Norte de la carretera.

Por el cauce del Barranco de la Dobia y hacia el Norte del frente de la escama descrita, se cortan los mate-- riales del Muschelkalk inferior que buzan entre  $15^{\circ}$  y  $25^{\circ}$  ha cia el SE. Por dicho cauce y a la altura del km 24 de la ca-- rretera de Montroig a Pratedip, se corta una superficie aproxi madamente paralela a la estratificación del Muschelkalk infe rior. Tiene las siguientes características:

- a) Los materiales que yacen bajo dicha superficie son simila res a los del techo del Muschelkalk inferior.
- b) Entre dichos materiales y los suprayacentes existe una zo na fuertemente brechificada, que llega a tener en algunos - puntos una potencia de 3 a 4 m.
- c) En otros puntos de la misma superficie existen arcillas - versicolores similares a las del Muschelkalk medio.

Además existen otros hechos que son:

- a) Se ha realizado un sondeo en el fondo de dicho barranco , unos diez metros por debajo de la mencionada superficie en - un sector en el que la estratificación es aproximadamente ho rizontal. Este sondeo ha atravesado durante unos 100 m los -

materiales del Muschelkalk inferior. Si se toma como referencia la superficie del cabalgamiento antes descrito, la potencia del Muschelkalk inferior resulta casi el doble de la normal.

b) En el cauce el Barranco de Llastres, al Norte del km 6 de la carretera de Hospitalet a Mora, afloran arcillas rojas yesíferas bajo los materiales del Muschelkalk inferior cabalgados por la escama de Mas Riudoms. Dichas arcillas están aproximadamente a la misma cota que la mencionada superficie del Barranco de la Dobia y los materiales del Muschelkalk inferior suprayacente a las arcillas se pueden seguir, con un margen razonable de seguridad, hasta el Barranco de la Dobia y ver que coinciden con los situados sobre la indicada superficie. Por tanto, esas arcillas pueden considerarse con un margen razonable de seguridad pertenecientes al Muschelkalk medio y que afloran en ventana tectónica. Todos estos datos pueden interpretarse como <sup>que</sup> se trata de una nueva superficie de cabalgamiento de características similares a la de la escama de Mas Riudoms, es decir, paralela a la estratificación tanto del conjunto cabalgante como cabalgado y situada siempre, con relación al conjunto cabalgado, sobre el techo del Muschelkalk inferior. Ver cortes 24 y 25 (tercio Sur). La superficie de cabalgamiento de esta posible escama parece situarse en el talud de la carretera de Montroig-Pratdip entre los km 24 y 25,5. A partir esta zona no he podido continuarla ni lateral ni transversalmente, por lo que no he podido comprobar con certeza su existencia. La dificultad de seguirla estriba en la mala calidad de los afloramientos y en la peculiar estructura de plegamiento que presentan los materiales

que formarían<sup>la</sup> posible escama. Así entre los km 24 y 25 de la carretera de Montroig-Pratdip tienen una estructura subhorizontal y hacia el Sur se introducen suavemente bajo la escama de Mas Riudoms, pero en el Coll del Marqués y cota 495, - forman un complejo anticlinal y sinclinal ambos invertidos . Estos son los dos únicos pliegues totalmente seguros del sector Cabrafiga-Coll del Marqués y que demuestran que en efecto dicho sector tiene una estructuración debida al menos en parte a plegamiento. El anticlinal tiene una dirección N 70 E y es fuertemente vergente al NNE. La cresta anticlinal discurre desde la cota 495 situada inmediatamente al Sur del Coll del Marqués hasta la cota 471 situada al Este de la carretera Montroig-Pratdip. Ver corte 23. El buzamiento del flanco Sur es de 25° a 35° hacia el SSE, durante un amplio espacio, aumenta bruscamente, se verticaliza y llega a invertirse y - buzarse 15° hacia el NNW, se recupera bajo él mismo de una forma brusca y queda ya hacia el Sur subhorizontal. En este repliegue vergente al SSE, que forma el flanco Sur, se conservan las arcillas del Muschelkalk medio y sobre ellas el isocline tectónico del Muschelkalk inferior procedente de la escama de Mas Riudoms.

Inmediatamente al Norte de este anticlinal se encuentra su sinclinal adyacente, su flanco común está fuertemente invertido como puede observarse en la cartografía y el corte 23. El núcleo de este sinclinal isoclinal invertido, - vergente al NNW, se localiza en el Coll del Marqués y está - formado por arcillas rojas del Muschelkalk medio. Este repliegamiento afectaría exclusivamente a la posible escama del Barranco de la Dobía y no a los materiales del Muschelkalk in-

130

ferior cabalgados por ella. El hipotético frente de la misma, tanto por su existencia como por su localización le señalo con un símbolo especial en la cartografía.

En la ladera septentrional de Cabrafiga (vértice de cota 607) se localiza un nuevo cabalgamiento que llamaré de Cabrafiga. Así mismo se situa entre materiales del Muschelkalk inferior. Ver cartografía y cortes 23, 24 y 25 (tercio Sur). Este cabalgamiento, que se originó a partir de un pliegue anticlinal cuyo flanco septentrional invertido, se fracturó y fue cabalgado por el flanco meridional, se atenúa hacia el Oeste hasta desaparecer. El Muschelkalk inferior cabalgado exhibe aun antes de introducirse bajo el Muschelkalk medio del pie de la Sierra de Llabería y Mont-Re dó, un par de pliegues. El más meridional es un sinclinal invertido, muy reducido y apretado que queda solapado por el cabalgamiento de Cabrafiga. El pliegue más septentrional es un anticlinal de dirección  $N 60^{\circ} E$ , siempre asimétrico y vergente al Norte y localmente invertido. En su extremo oriental se invierte totalmente, por acción del empuje del cabalgamiento de Cabrafiga, lo que prueba que dicho cabalgamiento aumenta hacia el Este. Ver cortes 23, 24 y 25.

#### 3.6.2.2.- SECTOR TUNEL DE FATXES-MOLA DE REMULLA-SIERRA DE STA. MARINA.

Los afloramientos del Muschelkalk inferior de este sector constituyen: La Sierra de Sta. Marina, La Mola de Remullà y las elevaciones situadas inmediatamente al Norte del Túnel de Fatxes, cota 618, e inmediatamente al Sur -

cotas 548, 561 y 504.

Este Muschelkalk inferior, que por el Sur se introduce normalmente bajo el Muschelkalk medio y superior del pie de las sierras del Sur de Vandellòs, hacia el Norte, es tá claramente situado sobre el Muschelkalk medio y superior de Remullà y sobre el Muschelkalk medio del valle de la Ermita de Sta. Marina. Las cotas 534 y 403, situadas al Oeste de Remullà, están coronados por dos afloramientos de Muschelkalk inferior, que han quedado aislados del resto del afloramiento principal por la erosión. Ver cartografía.

El recubrimiento del Muschelkalk medio y superior por el Muschelkalk inferior, durante un espacio mínimo de 2,5 km es indiscutible. Lo que representa mayor problema es saber si esa situación supone un pliegue anticlinal tumbado, con núcleo en Muschelkalk inferior, o bien supone un cabalgamiento con base en ese mismo nivel. Los datos de campo que por el momento he podido obtener, creo que no son lo suficientemente claros como para poder afirmar que se trata de una u otra estructura con absoluta y total seguridad, pero abogán, con un margen muy razonable de seguridad en favor de la estructura de cabalgamiento y de esa forma lo interpreto y reflejo en la cartografía. Ver cortes 20, 21, 34, 43 y 44 (parte central). Así; el Muschelkalk inferior que contacta con el Muschelkalk medio y superior subyacente, parece estar normal y no invertido, como ocurriría si fuese un anticlinal tumbado, pero las condiciones de los afloramientos son bastante mediocres y no puede hacerse una serie estratigráfica correcta que dé absoluta certeza. El contacto entre el Muschelkalk in

ferior y el Muschelkalk medio o superior subyacentes, localmente está brechificado, indicando que ha habido fuerte desplazamiento relativo. El Muschelkalk inferior se situa sobre distintos materiales, lo que tampoco es propio de un pliegue sino de un cabalgamiento. Además el estilo tectónico regional está mucho más de acuerdo con el cabalgamiento, que con un pliegue anticlinal tumbado de tales dimensiones.

En la zona de Remullà, cortes 34 y 44, bajo el Muschelkalk inferior se encuentran en el sentido Sur Norte: primeramente unas arcillas rojas bastante potentes con intercalaciones de yeso, bajo ellas materiales del Muschelkalk superior fuertemente replegados y fracturados, y bajo ellos las arcillas rojas del Muschelkalk medio que forma la base del frente de corrimiento del Manto de Tivissa-Llabería. Por lo tanto, las arcillas rojas más meridionales que están sobre el Muschelkalk superior, si la serie estuviera normal, pertenecerían al Keuper y en este caso el cabalgamiento del Muschelkalk inferior sería indiscutible. Sin embargo, la litología, color y potencia de esas arcillas parece más propia del Muschelkalk medio, y además deben unirse bajo el Muschelkalk inferior de la Mola de Remullà, con las del valle de Sta. Marina, que seguro pertenecen al Muschelkalk medio. En ese caso los materiales del Muschelkalk medio y superior de la zona de Remullà, formarán un sinclinal invertido bajo el Muschelkalk inferior. Este sería un dato que podría interpretarse a favor de que el Muschelkalk inferior situado sobre este sinclinal formara el nucleo del anticlinal invertido subsiguiente. Sin embargo, en el borde septentrional de la cota 618 y de la Mola de Remullà, el Muschelkalk inferior

parece cortar a los dos niveles de arcillas y al Muschelkalk superior y se situa indiscriminadamente sobre ellos. Esto no ocurriría si se tratase de un anticlinal tumbado y sí puede ocurrir en un cabalgamiento.

La potencia del Muschelkalk inferior llega a ser en varios puntos casi el doble de la normal, lo que podría significar que se trata de un pliegue tumbado y lo que existe son los dos flancos. Pero he comprobado, que el Muschelkalk inferior llega a cabalgarse a sí mismo.

Este cabalgamiento existe unos 600 m al Norte de Vandellòs, atraviesa el Barranco de Remullà en dirección N 65° E y llega hasta el Coll de la Murta, ver cortes 34 y 44. Este cabalgamiento se inició, al menos en su parte oriental, como un fuerte repliegue anticlinal cuyo flanco septentrional invertido se fractura y es cabalgado por el flanco meridional. Las arcillas del Muschelkalk medio que afloran en ventana tectónica 1 km al NNE de Vandellòs, en el barranco que desde el Coll de la Murta desemboca en el de Remullà, se sitúan precisamente en el núcleo de este anticlinal donde se inició el cabalgamiento. Las arcillas rojas situadas 300 m al Oeste de las anteriores, ya en la ladera occidental del Barranco de Remullà, se encuentran en la superficie de cabalgamiento. Por lo tanto la doble potencia del Muschelkalk inferior puede ser explicada por la superposición de dos escamas.

Otro dato en favor de la existencia de esas dos escamas es, como señalaba anteriormente, que en el borde Nor



te de la Mola de Remullà y de la cota 618, se observa que - hay un paquete inferior de Muschelkalk inferior que queda - prácticamente empotrado, contra el Muschelkalk medio y Muschelkalk superior subyacentes, que en parte les corta y les solapa. No obstante, existe un paquete superior de Muschelkalk inferior, que sobrepasa al subyacente y llega a situarse sobre - el Muschelkalk medio de la base del frente del Manto de Tivissa-Llabería. Este paquete superior, tanto en la cota 618 como en la Mola de Remullà, no puede unirse sin solución de continuidad con el frente de cabalgamiento del Coll de la Murta, pues ha quedado separado de él por la erosión. Este hecho hace que no pueda afirmarse sin lugar a dudas que pertenezcan a ese cabalgamiento y que no sea otra su explicación. Si pertenecen a él, es decir si son dos isleos tectónicos aislados por la erosión, el cabalgamiento del Coll de la Murta tendría una envergadura mínima de 1,5 a 2 kms .

En resumen, considero con las debidas reservas - que el Muschelkalk inferior del Tunel de Fatxes-Mola de Remullà-Sierra de Sta. Marina, constituye el frente de una escama que llamaré de "Sta. Marina-Tunel de Fatxes", que cabalga a los materiales del Muschelkalk medio y superior de Remullà y del valle de Sta. Marina, lo cuales constituyen precisamente el frente del Manto de Tivissa-Llabería. Este cabalgamiento, del que existen isleos y ventanas tectónicas como las descritas, tiene una envergadura mínima de 2 km. Se originó por despegue a favor de las arcillas del Buntsandstein superior. La superficie de cabalgamiento, con relación al conjunto cabalgante, se situa en el muro del Muschelkalk inferior y paralela a la estratificación. Con relación al conjunto cabal-

gado existe una variación lateral. Así en la zona del valle de Sta. Marina, parece que se situaría sobre el Muschelkalk medio, pero hacia el Oeste, ascendería en la serie hasta situarse sobre el Muschelkalk superior, produciéndose además un repliegue e inversión de los materiales sobrecorridos posiblemente por arrastre.

Esta escama, a la altura del Coll de la Murta, sufre un fuerte repliegue, fracturándose el flanco septentrional invertido, llegando a cabalgarse a sí misma. En este caso la superficie de cabalgamiento, con relación al conjunto cabalgante, se sitúa también en el muro de Muschelkalk inferior y es paralela a la estratificación. Con relación al conjunto cabalgado, en el techo del Muschelkalk inferior y también sensiblemente paralela a la estratificación. Si se consideran como dos isleos tectónicos de esta escama los paquetes superiores de Muschelkalk inferior que forman las cumbres de la Mola de Remullà y de la cota 618 (hecho que no es totalmente seguro, pero si muy probable de acuerdo con los datos de campo) este segundo cabalgamiento tendría una envergadura mínima de 1,5 a 2 km.

Entre el cabalgamiento del Coll de la Murta, por el Norte y Vandellòs y Mas Boquera por el Sur, los materiales del Muschelkalk inferior pertenecientes al conjunto cabalgante, se encuentran fuertemente replegados. Son pliegues de dirección  $N 65^{\circ} - 75^{\circ} E$ , muy apretados, de no mucha longitud, generalmente invertidos y vergentes al SE. Ver cartografía y cortes 22, 34 y 44.

2.2.A.- Continuidad lateral de la escama de Sta. Marina-Tu-  
nel de Fatxes

El extenso afloramiento de Muschelkalk inferior que forma las elevaciones del tunel de Fatxes-Mola de Remullà y Sierra de Sta. Marina, queda cortado bruscamente a la salida del Tunel de Fatxes. Hacia el Oeste del meridiano que pasa por dicho punto, el Muschelkalk inferior no aflora más observándose por el contrario, según describía en 3.6.1, como la Unidad Meridional cabalga tranquilamente a la Unidad Septentrional, sin que su frente sea cortado y cabalgado por ningún otro conjunto como ocurre en el sector de Remullà. Esta terminación del afloramiento de Muschelkalk inferior tan solo es relativamente normal en el ángulo SW, cota 504, 2,5 km al WSW de Vandellòs, en donde forma un cierre perianticlinal y se introduce bajo el Muschelkalk medio.

Tenemos por tanto que los materiales del Muschelkalk medio y superior que desde el Tunel de Fatxes hacia el E están cabalgados como mínimo 2 km por el Muschelkalk inferior, aparecen ya en Fatxes, o sea en el espacio de unos cuantos metros, sin estar cabalgados. El Muschelkalk que no aflora, está situado normalmente bajo ellos, aunque esté más o menos complejamente estructurado, cosa que es difícil saber sin datos de sondeos. Esta brusca terminación de un cabalgamiento, sin atenuación paulatina, puede ser explicado por una falla de desgarre como las propuestas por GOGUEL (1952), originada precisamente durante la formación del mismo y que permitió una estructuración mucho más compleja en el bloque oriental, que en el occidental. En efec-

to a la salida del Tunel de Fatxes existe una fractura de dirección N  $15^{\circ}$ - $25^{\circ}$  E que constituye el contacto entre el Muschelkalk inferior y medio que debe representar la falla propuesta. Esta fractura es cortada al Sur de la carretera por la "falla de Fatxes" de dirección N  $20^{\circ}$  E, que buza unos  $65^{\circ}$  hacia el WSW y que hunde el bloque occidental. Ver parte central de los cortes 20 y 42.

Hacia el Este, el frente de cabalgamiento de la - escama de Sta. Marina-Tunel de Fatxes, se sigue con seguri--dad hasta Coll Presó, punto situado en la Sierra de Sta. Marina 1,2 km al Norte de Mas Boquera, donde es cortado por una falla de dirección N  $10^{\circ}$  E. Esta fractura pone en contacto - el Muschelkalk inferior de la escama de Sta. Marina con el - Muschelkalk inferior del sector del Coll del Marques descrito en 3.6.2.1.

A partir de esa zona, la mala calidad de los - afloramientos me ha impedido seguir la escama hacia el Este, es decir, dentro del sector Cabrafiga-Coll del Marques. La - única escama de este sector que siendo segura, puede relacionarse con la de Sta. Marina, es la escama de Mas Riudoms, tal como indicaba en 3.6.2.1, pues tiene características similares y los puntos a partir de los cuales ambas escamas no pueden seguirse, quedan muy próximos y relativamente alineados, salvando el desplazamiento que produce la falla antes mencionada, que cortaba el frente de la escama de Sta. Marina. Estas razones, unidas a otros datos de campo y a la estructura de conjunto del sector, me inclinan a admitir con un margen razonable de seguridad, que ambas escamas pueden ser una mis

ma. La posibilidad de que la escama de Sta. Marina, naciese del repliegue del anticlinal de la cota 495, situada 2 km al Norte de Mas Riudoms, tanto teóricamente, como por los datos de campo, es mucho menos probable que la hipótesis precedente.

3.6.2.3.- RELACION ENTRE EL SECTOR CABRAFIGA-COLL DEL MARQUÉS, CON LA ESCAMA DE STA. MARINA-TUNEL DE FATXES.

Si se admite la hipótesis, muy probable e incluso razonablemente segura, de que la escama de Sta. Marina-Tunel de Fatxes y la de Mas Riudoms, son la misma, el Muschelkalk inferior de Cabrafiga-Coll del Marqués, habría estado totalmente cabalgado por dicha escama. Es seguro, como explicaba en 3.6.2.1, que la escama de Mas Riudoms tiene una envergadura mínima de 1 km, pero no podía saberse si la envergadura real era mucho mayor. Si se admite la equivalencia de ambas escamas la continuación hacia el Este del frente de cabalgamiento de la escama de Sta. Marina, se sitúa prácticamente sobre la vertical de Pratdip, y por lo tanto cubriría a todo el afloramiento del Muschelkalk inferior del sector de Cabrafiga-Coll del Marqués.

3.6.3.- ESTRUCTURAS DE LA UNIDAD MERIDIONAL DENTRO DEL BLOQUE DE TIVISSA-VANDELLOS.

Como he indicado ya varias veces el sector de la Unidad Meridional que pertenece al Bloque de Tivissa y

Vandellòs está formado por las Sierras de Tivissa y Vandellòs y todas las que quedan al Sur de las mismas hasta la costa mediterránea. El frente de esta Unidad, descrito en el apartado 3.6.1, es cabalgante sobre la Unidad Septentrional.

Los materiales del Muschelkalk medio y superior - que forman dicho frente, entre Tivissa y Vandellòs se introducen normalmente y sin solución de continuidad, bajo el Keuper y Jurásico de las Sierras de Tivissa, nombre genérico en el que englobo a todas las sierras situadas inmediatamente al Sur de Tivissa y Fatxes. Por tanto, las sierras de Tivissa no sólo están despegadas a partir del Muschelkalk medio, de los niveles triásicos inferiores a él, sino además corridas sobre las elevaciones de Montaner que forman parte de la Unidad Septentrional.

Hay dos razones por las que no puede decirse lo mismo de las Sierras de Vandellòs, nombre genérico en el que englobo a las elevaciones situadas inmediatamente al Sur de Vandellòs-Mas Boquera-Mas Riudoms, aunque estas formen también parte de la Unidad corrida:

a) La Unidad Meridional es cabalgante sobre la Septentrional solo hacia el Norte de una línea que pasaría aproximadamente por Pratedip-Fatxes como indiqué en 3.6.1, que es donde se localiza el flanco invertido de la unidad cabalgada. Hacia el Sur de dicha línea los materiales supra Muschelkalk medio de la Unidad cabalgante solo están despegados y corridos sobre su substrato de Muschelkalk inferior.

b) Además, los materiales del Muschelkalk medio y superior que forman el frente de corrimiento actual de la Unidad Meridional, no pueden unirse sin solución de continuidad con los que afloran por la carretera entre Mas Riudoms y Vandellòs y que forman la base de las Sierras de Vandellòs. Estos forman parte de la escama de Sta. Marina-Tunel de Fatxes-Mas Riudoms que tiene como base el Muschelkalk inferior de la Mola de Remullà y sobre él descansa todo el conjunto de la Sierra de Vandellòs. Esta escama corta y cabalga, cabalgamiento descrito en 3.6.2, a los materiales triásicos del frente del "Manto" de Tivissa-Llabería.

Las estructuras sobre alguno de cuyos aspectos acabo de insistir las he explicado anteriormente en sus respectivos apartados. En este apartado describiré el resto de las estructuras que exhibe la Unidad Meridional dentro del Bloque de Tivissa-Vandellòs. Son bastante numerosas aunque no muy complejas. La descripción la haré de Norte a Sur.

El estudio de mayor envergadura de este sector es el de LLOPIS (1947). Anteriores solo hay algunas descripciones estratigráficas de Bataller y el leve esbozo que suministra la hoja del Mapa Geológico Nacional, nº 498 y posteriormente, la Hoja del Mapa Geológico Nacional nº 472, Reus, que igualmente da solo unas leves pinceladas de este sector.

Las descripciones que LLOPIS da de esta zona son más genéricas que de detalle. Indica que hay una "re-

petición de brechas rthienses a diferentes alturas", que interpreta como cabalgamientos de bastante envergadura, según se ve en los cortes geológicos que suministra del frente jurásico de Tivissa-Vandellòs. Concluye indicando que "las calizas liásicas forman en general un anticlinal tumbado de plano casi horizontal, que se apoya sobre el Trias" y que "las calizas liásicas complejamente plegadas se han deslizado sobre el Trias". Llega a considerar que el "desplazamiento de grandes moles de materiales jurásicos sobre el Keuper" causa imbricaciones de mucha importancia. Como se verá a lo largo de la descripción que haré de este sector, esas interpretaciones no concuerdan con las mías. Puesto que: no hay cabalgamientos de envergadura dentro del Jurásico del frente Tivissa-Vandellòs, ni las calizas liásicas forman en general un anticlinal tumbado, ni hay desplazamientos del Jurásico sobre el Keuper capaces de producir imbricaciones de importancia.

Todo se reduce a un sistema coherente de pliegues, generalmente normales, de dirección "media" NE-SW, algo dislocado por fallas de dirección N 15° W y N 20° E en la zona de Fatxes y Gavadá. Estos pliegues se hallan acompañados de algunas fallas inversas de poca o mediana importancia y numerosas fallas normales, tanto más abundantes e importantes, por su longitud y salto, hacia el Sur.

Respecto al desplazamiento relativo Keuper-Jurásico y el deslizamiento, casi generalizado, de éste sobre el Trias, que LLOPIS propone, se trata en realidad, si se generaliza, de un "principio" de disarmonía por la diferente es



estructuración que son capaces de adoptar el Trias y el Jurásico por su muy diferente competencia; pero no es causa de grandes desplazamientos ni formación de imbricaciones en esta zona.

Se puede afirmar que se han producido desplazamientos y cabalgamientos de importancia, que se han generado en unos casos por despegue a nivel de Muschelkalk medio, y otros a favor del tramo arcilloso del Buntsandstein.

Recientemente se han hecho algunas publicaciones sobre zonas aisladas de este sector, elaboradas a partir de informes para Geología Aplicada. Así la de F. ORTI (1970) y el informe geológico del Anteproyecto de Transvase del Ebro, publicado durante la redacción de la presente memoria. F. ORTI (1970) suministra una cartografía y cortes geológicos de la zona comprendida entre Puntaire, La Portellada y l'Hospitalet de l'Infant-Barrio de la Aladraba, que da una idea general acertada de la estructura de esa zona. Pero en el comentario de la estructura regional de las Sierras de Tivissa, Fatxes y Vandellòs, indica que el Secundario de dicha zona " forma en su totalidad un anticlinal tumado hacia el Norte ", interpretación que no concuerda en absoluto con la que yo propongo.

En el informe geológico del Anteproyecto del Transvase del Ebro se suministra una cartografía de una banda que va desde Benifallet y Rasquera hasta l'Hospitalet de l'Infant, bordeando por el Sur las Sierras de Tivissa. La estructura de la zona cartografiada concuerda, de forma ge-

neral, con la que propongo.

La descripción específica la haré de Oeste a Este y de Norte a Sur.

### 3.6.3.1.- SECTOR DE LAS SIERRAS DE TIVISSA Y SIERRA DE LA BATA- TALLA.

Forma el sector occidental de la Unidad Meridional dentro del Bloque de Tivissa-Vandellòs.

Las estructuras principales de este sector son cinco grandes pliegues de orientación general NE-SW.

De Norte a Sur, el primero de ellos es el "Sinclinal de Jardí". Este sinclinal se localiza en las elevaciones de Jardí, cota 444, situadas al ESE de Tivissa. Es un sinclinal normal de dirección  $N 50^{\circ} E$ , levemente buzante al SW y ligeramente asimétrico, pues el flanco Sur tiene un buzamiento superior, en unos  $10^{\circ}$ , al del flanco Norte. Es por tanto ligeramente vergente al NW. En su núcleo afloran las dolomías del Malm superior. Ver extremo Norte de los cortes: 13, 14, 15 y 16.

En el flanco Norte existe un repliegue anticlinal de escasa importancia. En el extremo NE del sinclinal hay varias fallas. Las de dirección  $N 50^{\circ} E$  y más próximas al núcleo, (ver cartografía) pueden ser fallas longitudinales de cretería. Otra, supuesta, de dirección  $N 50^{\circ} E$ , situada en el

flanco Norte debe ser una falla normal de distensión y por último, las dos fallas, oblicuas a las anteriores, son de flanco.

Inmediatamente al Sur de este sinclinal existe el anticlinal que he llamado de "Tivissa-vértice Vista Bella (200 m)". Su núcleo se sigue desde unos 200 m al Este de Tivissa, hasta unos 300 m al SE del vértice mencionado. Es un anticlinal normal de dirección N 50° E, buzante al SW, en general simétrico y bastante apretado. Casi a lo largo de todo el núcleo de este anticlinal existe una fractura subvertical, que sería en muchos puntos coincidente con el plano axial. A su favor se ha producido la extrusión de las arcillas del Keuper. Este hecho se observa perfectamente en el collado existente en el camino de Penyaroiija entre las cotas 496 y 400, donde las arcillas se inyectan por dicha fractura entre las dolomías brechoides del Lias. Los materiales más antiguos que afloran en el núcleo son las arcillas rojas del Muschelkalk medio. Estas afloran inmediatamente al Este de Tivissa y aunque quedan cubiertas por las discordantes donde se asienta la carretera de Hospitalet a Mora, en esta zona, se relacionan claramente con las que forman la base del frente actual de corrimiento, que queda al Norte de dicha carretera. Los materiales que forman las elevaciones de Montaner y que constituyen el conjunto cabalgado no exhiben esta estructura anticlinal. De ello puede deducirse que se produjo por despegue a favor del Muschelkalk medio que forma la base del conjunto cabalgante. Al hacer la construcción de este pliegue, por tratarse de un pliegue bastante apretado, el núcleo a la

altura del Muschelkalk medio es ya muy estrecho, esta pérdida de espacio en el núcleo hace que prácticamente los materiales infrayacentes al Muschelkalk medio no puedan formar parte de él.

El flanco Norte del anticlinal es bastante regular y no tiene ninguna complejidad destacable. Por el contrario el flanco Sur tiene localmente algunas complicaciones. Hecho en el que se diferencia del resto de la inmensa mayoría de las estructuras de plegamientos de la región estudiada, en las que son los flancos septentrionales de los anticlinales los que tienen mayor buzamiento, o están invertidos y falladas inversamente. En efecto por su extremo meridional, los materiales del Lias superior y Dogger están verticales e incluso llegan a invertirse y buzarse  $70^{\circ}$  hacia el NW, a la vez que una falla inversa vergente al SE monta sobre ellas las dolomías brechoides del Lias inferior. A la actuación de esta falla se debe en parte la inversión de los materiales del Lias superior y Dogger. También más hacia el NE en la Ermita de San Blas y al NW de la misma, el flanco sur llega a buzarse  $90^{\circ}$ . Existen un par de fallas de flanco, de dirección N-S, en el flanco meridional. Ver tercio Norte de los cortes: 13, 14, 15, 16, 17 y 18.

Siguiendo hacia el Sur el tercer pliegue de mayor importancia es el que he llamado "Sinclinal de la Serra de la Creu". El eje de este sinclinal discurre desde aproximadamente la cota 726 de la "Serra de la Creu" hacia el SE, como puede verse en la cartografía.

Es un sinclinal normal, practicamente simétrico y bastante laxo de dirección N 65° E y levemente buzante al SW. En el núcleo del mismo afloran las dolomias del Malm superior que forman las cumbres de la Serra de La Creu. El flanco Sur está afectado por dos fallas normales de dirección N 65° E y N 80° E que hunden sus bloques meridionales. Ver parte central de los cortes 13,14,15, 16 y 17.

Entre el "Sinclinal de la Serra de la Creu" y el anticlinal "Tivissa- Vista Bella" existen varios pliegues de menor importancia que aquellos por su menor longitud y anchura. Son dos sinclinales y un anticlinal de dirección media N 55° E, buzantes hacia el SW y que se amortiguan en dicho sentido. Los tres pliegues son normales y ligeramente vergentes hacia el NW. El pliegue más meridional es el "sinclinal de la Tossa", cota 720, con núcleo en las dolomias del Malm superior. El anticlinal y sinclinal más septentrionales estan cortados y desplazados por una falla de dirección N 85° W que tiene una fuerte componente de desgarre. Están representados en los cortes antes mencionados.

Al Sur del "sinclinal de la Sierra de la Creu" se encuentra el cuatto pliegue de importancia de la zona que estoy describiendo. Es el que llamo "anticlinal del Barranco de Jovara-Recò Gran ". El núcleo de este anticlinal se situa entre la Sierra de la Creu y la Sierra de la Batalla. El extremo oriental del eje discurre por el Barranco de Jovara y hacia el Oeste se situa entre 300 y 500 m al Norte de dicho barranco, pasando por el Recó Gran y continuando hacia SW. Puede por tanto seguirse con nitidez duran

te unos nueve kilómetros. Es un anticlinal normal cuyo eje describe una sinuosidad. La dirección es por tanto oscilante entre  $N 50^{\circ} E$  por su extremo SW,  $N 70^{\circ} E$  en la parte central y  $N 60^{\circ} E$  en el extremo NE. Este anticlinal, hacia el Oeste, se hace progresivamente vergente al NW. En el núcleo afloran desde las dolomías brechoides del Lias, por su extremo oriental, hasta las dolomías del Malm, por su extremo occidental. Ver parte central de los cortes 13, 14, 15, 16, 17, 18, y 31.

Entre el "Sinclinal de la Serra de la Creu" y el "Anticlinal del Barranco de Jovara-Recó Gran" existen otros pliegues de menor rango, que pueden observarse en la cartografía. Los más importantes son el anticlinal y sinclinal situados al SW del vértice cota 461 "Les Marrades" formados en las dolomías del Malm. Ambos pliegues son normales y el anticlinal es asimétrico y vergente al NW.

Inmediatamente al Sur del "anticlinal del Barranco de Jovara-Recó Gran" y entre este barranco y la cabecera del Barranco del Torrent del Pí, existe un sinclinal de pequeña magnitud que puede considerarse un pliegue adventicio en el flanco meridional del mencionado anticlinal. Este pliegue es seccionado por dos fallas diagonales de dirección  $N 10^{\circ} E$  cuyo salto, además de componente vertical tiene componente en dirección en mayor proporción. En el flanco Sur de este sinclinal, que es a la vez flanco Sur del anticlinal principal se localiza una falla inversa de dirección  $N 60^{\circ} E$ , vergente al NW que llega a superponer las dolomías brechoides liásicas a las margocalizas bajo-

censes. Ver cortes 31 (parte Sur) y 18 (parte central).

En conjunto el flanco meridional del "anticlinal del Barranco de Jovara" es seccionado por una falla de dirección N 30° E, situada unos 400 m al Este del vértice 684 "Mola de Xinesies". Esta estructura puede seguirse a lo largo de unos 4,5 km y además de hundir relativamente el bloque occidental, parece tener una componente de desgarre sinistral.

En la Sierra de la Batalla y las elevaciones situadas entre ella y el Pla del Burgar, afloran exclusivamente las dolomías del Malm. Si bien el buzamiento de conjunto de estas dolomías es hacia el SE, es decir forman parte del flanco meridional del gran "anticlinal del Barranco de Jovara", en detalle existen numerosos repliegues anticlinales y sinclinales de escasa magnitud por su longitud y anchura. No obstante hay que tenerles muy en cuenta puesto que de no considerarles la potencia de estas dolomías resultaría bastante mayor de lo que es en realidad. Los buzamientos raramente superan los 30° y lo más frecuente es que oscilen entre 10° y 20°. Los dos repliegues de mayor importancia son un sinclinal y anticlinal, ambos normales, situados en la zona de Llo sanques-La Granada-Coll de la Cova. El anticlinal es ligeramente vergente al NW.

Siguiendo hacia el Sur, existe el quinto pliegue de importancia de la zona que estoy describiendo. Corresponde a un pliegue sinclinal que denomino "sinclinal de Montagut". El eje de dicho pliegue discurre desde aproximadamente la confluencia de los barrancos de Guinarderes y Torrent del

Pí hasta el km 7,5 de la carretera de Perelló a Rasquera, - donde ya queda cubierto por los discordantes del Pla del Burgar, pasando por la cota 392, "Montagut". Se continua por - tanto durante un mínimo de 7 km. Se trata de un sinclinal - normal, de dirección N  $50^{\circ}$ - $55^{\circ}$  E, practicamente simétrico, buzante al SW y bastante laxo. El buzamiento máximo de los flancos no supera nunca los  $30^{\circ}$ . En el extremo occidental del pliegue afloran en el núcleo las calizas del Malm superior y/o Cretácico inferior. Ver cortes 12(extremo NW), 13, 14 y 15 (parte SSE).

Al Sur del "sinclinal de Montagut" existe una importante falla de dirección N  $30^{\circ}$  E que pasa por el km 3 de la carretera de Perelló a Rasquera y cuyas características describiré en un próximo apartado. Al SE de la misma y hasta la costa mediterránea, no existe ya ninguna estructura de plegamiento, bien definida, a gran escala. En el bloque noroccidental de la falla mencionada y hacia el SW del "sinclinal de Montagut" aun existen estructuras de plegamiento, que pertenecen a la zona que estoy estudiando en este apartado. Estas estructuras quedan relativamente individualizadas de la Sierra del Boix y Mont de l'Enclusa, que forman parte del Bloque del Cardó, por las fallas que bordean estas elevaciones por el E y SE.

La estructura más importante es un anticlinal normal de dirección N  $75^{\circ}$  E, practicamente asimétrico, relativamente amplio y cuyos flancos no llegan a superar los  $35^{\circ}$  de buzamiento. Es ligeramente buzante al WSW. El eje discurre desde el km 3 de la carretera de Perelló a Rasquera, don



de es cortado por la falla antes mencionada, hacia la zona de Cova Plorador. En el núcleo afloran las dolomías del Malm y la intercalación margo calcárea que existe en las mismas. Ver cortes: 11 ( parte NNW) y 29 (parte SE).

Entre el "sinclinal de Montagut" y el anticlinal de "Les Comes" que acabo de comentar, hay un par de pliegues anticlinal y sinclinal, de menor importancia y que pueden observarse en la cartografía. Al SW del anticlinal del "Les Comes", en la zona que forma el bloque de falla al cual pertenece dicho anticlinal, afloran los materiales del Cretácico inferior, fundamentalmente Barremiense, que en conjunto buzanan hacia el SE, aunque en detalle manifiestan suaves repliegues. Ver cartografía y cortes: 5,6,7 y 8 (extremo SSE).

De la descripción estructural de esta zona se puede concluir que en ella predomina la estructura de plegamiento. Representada por pliegues normales y relativamente amplios, algunos de los cuales, sobre todo los más meridionales, pueden ser más apretados y ligeramente vergentes al NW. La dirección más frecuente de los pliegues es la  $N 50^{\circ} E$ , llegando algunos a tener la dirección  $N 70^{\circ} E$ . Parece observarse que hacia el Sur se hacen más tendidos hacia el Este. También se observa que estas estructuras son más amplias y laxas hacia el Sur. En este sentido disminuye el buzamiento máximo de los flancos y aumenta la distancia entre los ejes de los pliegues principales. Se observa por tanto que la estructura es más apretada hacia el NW. Este fenómeno tiene al menos una doble explicación. Que en efecto hacia el SE disminuye la complejidad y también que en este sentido afloran niveles progresivamente

más altos de la serie estratigráfica en los que muchas de las complejas estructuras del Trias quedan progresivamente amortiguadas. Es decir, en la zona más meridional, donde predominan los pliegues laxos, a nivel del Trias e incluso Lias pueden existir estructuras más apretadas que las que existen en superficie. También parece observarse una concentración en bandas de dirección entre NE-SW y ENE-WSW.

Se deduce además que hacia el SE el zócalo paleozoico está progresivamente más profundo, puesto que a igualdad de cota afloran hacia el SE materiales cada vez más altos de la series estratigráfica. Efecto que no es producido por las fallas de dirección  $N 30^{\circ}-50^{\circ} E$  que hundan los bloques meridionales, puesto que ya ocurre al Norte de las mismas. Su actuación acentúa hacia el Sur bruscamente este hecho.

Algunos de los ejes de los pliegues son buzantes hacia el SW, y además, se observa de forma muy clara una inclinación general de todos los pliegues en este sentido. Esto puede explicarse por una basculación, hacia el SW, del zócalo y que en consecuencia afecta a lo que sobre él yace.

### 3.6.3.2.- SECTOR DE LAS SIERRAS DEL SUR DE VANDELLOS

Forma el sector Este de la Unidad Meridional dentro del Bloque de Tivissa-Vandellòs.

Las estructuras que afectan a este sector deberían ser la continuación hacia el Este de algunas de las que existen en el sector de las Sierras de Tivissa y Sierra de -

la Batalla descritas en 3.6.3.1. Sin embargo, no puede realizarse una unión sin solución de continuidad, entre unas y otras. Esta continuidad queda algo rota en la franja de Fatxes-Gavadá, zona por la que discurre la pista que va desde el kilómetro 15 de la carretera de Hòspitalet a Mora al km 227,8 de la antigua carretera nacional de Valencia a Tarragona.

La franja de Fatxes-Gavadá- Barranco de Mescales, es una zona topográficamente hundida entre las elevaciones de la Mola de Xinesies (684 m), por el Este y las elevaciones situadas al Este de Gavadá. En ella floran materiales de Muschelkalk medio y superior y Keuper que se introducen bajo los materiales jurásicos de la mencionada Mola y los del Este y SE de Gavadá.

Aunque con dificultad, se deduce la existencia de un anticlinal con núcleo en los materiales triásicos citados. Este anticlinal que se atenua y desaparece hacia el Oeste del Barranco de Mescales, tiene en dicha zona una dirección N  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  E y se inflexiona progresivamente, de tal forma que en las inmediaciones de Gavadá es de dirección N  $40^{\circ}$  E. Este anticlinal puede ser la continuación del que presentan los materiales del Muschelkalk inferior al E de Vandellòs en el ángulo SW de su afloramiento, (ver cartografía). A partir de este punto vuelve nuevamente a inflexionarse, haciéndose más <sup>tendidos hacia el E, transformándose</sup> probablemente, en un cabalgamiento, en esta misma dirección. Esta inflexión lo mismo que la falla de desgarre del "túnel de Fatxes", descrita en 3.6.2.2., que permite una diferente estructuración en uno y otro de sus -

bloques, como expliqué en ese mismo apartado, supone que los sectores que quedan a uno y otro lado de esta franja se han visto sometidos a unos esfuerzos, que han producido un desplazamiento horizontal diferencial de tipo sinistral, a lo largo de dicha franja. Estos esfuerzos se han manifestado claramente en forma de falla o bien por fuerte inflexión, relacionada probablemente con fracturación. Cortes 19,33 (parte central) y 32 (tercio SSE).

En esta franja, el contacto entre las arcillas del Keuper y las dolomías suprayacentes, está fuertemente mecanizado. Esto lo demuestra la existencia, casi constante entre ambos niveles, de una brecha de grandes cantos dolomíticos empastados por las arcillas del Keuper, lo que indica que ha habido desplazamiento relativo entre ambos.

Comentado el papel que juega esta franja dentro de la Unidad meridional describiré las estructuras existentes en las sierras del Sur de Vandellòs. Estas sierras forman parte como indicaba en 3.6.2, de la escama Mola de Remullà-Tunel de Fatxes, cuyo frente estudié en 3.6.2.2. Ahora me restrinjo, por tanto, a describir las estructuras que tiene el conjunto cabalgante en esta zona. A esta zona no la considero ya aquí cabalgante sino simplemente despegada del Buntsandstein y desplazada sobre él.

La estructura de conjunto de las Sierras del Sur de Vandellòs es similar a la del sector de las Sierras de Tivissa y La Batalla, pero más simple que ésta, en cuanto a las estructuras de plegamiento.

Son un conjunto de pliegues de orientación general NE-SW, de menor longitud y menos marcados que los del sector de las Sierras de Tivissa y una serie de fallas, de similar dirección, más frecuentes hacia el Sur y que hundan los bloques meridionales.

La descripción la realizaré de Norte a Sur. En la zona de Cabot Prunet los materiales jurásicos buzan hacia el SE entre  $10^{\circ}$  y  $25^{\circ}$  y únicamente están afectados por fallas como las que pueden observarse en la cartografía.

El primer pliegue de relativa importancia es el "sinclinal de La Obaga" que se sigue desde La Obaga hasta la cabecera del Barranco de Teis con una dirección N  $55^{\circ}$  E. Es un sinclinal normal y algo asimétrico en su mitad oriental, donde el flanco Norte llega a tener un buzamiento máximo de  $40^{\circ}$ , mientras que el flanco Sur no supera los  $15^{\circ}$ . En su mitad occidental llega a hacerse ligeramente vergente al NW. Es un sinclinal poco apretado y con un flanco septentrional mucho más desarrollado que el meridional.

Hacia el Sur el segundo pliegue de importancia es el "anticlinal de la cabecera del Barranco de la Barrançada". Se localiza su núcleo, como se observa en la cartografía, en la mitad superior del barranco de dicho nombre y pasa con dirección N  $60^{\circ}$  -  $65^{\circ}$  E por la cota 631. Se amortigua por ambos extremos, no superando los 4,5 km de longitud. Es un anticlinal en conjunto normal y ligeramente asimétrico. En las inmediaciones de la cota 631 el flanco Norte está ligeramente invertido; es por tanto vergente al NW. El -

buzamiento máximo de los flancos, salvo en la zona donde llegan a invertirse, no supera los  $35^{\circ}$ . Ver cortes: 20, 21, 33 y 34 /parte SSE), para los dos pliegues descritos. <sup>aparte</sup> "Sinclinal de la Espelta". Las cumbres de "la Portellada", cota 737 y La - Espelta, pertenecen prácticamente al núcleo de este sinclinal, si bien el eje del mismo se sitúa como se ve en la cartografía y cortes: 22, 42, 43 y 44 (parte SSE), en la vertiente septentrional de dichas cumbres. Es un sinclinal normal de dirección  $N 55^{\circ} E$ , prácticamente simétrico y de poca longitud. El buzamiento máximo de los flancos no supera los  $30^{\circ}$ . En el núcleo y flanco meridional afloran las dolomías del Malm.

En la vertiente meridional de la Portellada, los barrancos del Forat, La Basseta, etc..., se han encajado fuertemente y llegan a aflorar, según se ve en la cartografía, - las dolomías brechoides del Lias que forman el núcleo de un anticlinal normal y simétrico de dirección  $N 40^{\circ} E$  y poca - longitud. Cortes 22, 42 y 44 (extremo SSE).

En la amplia zona de "Tossa Locina", vértice de cota 695, afloran exclusivamente las dolomías del Malm que tienen una estructura similar a la de la Sierra de la Batalla, descrita en 3.6.3.1. El buzamiento del conjunto es hacia el SSE pero igual que allí hay pequeñas inflexiones.

La Sierra del Mar constituye un cierre perianticlinal que tras dirección NE-SW y cierra por el SW con núcleo en las dolomías del Malm. El flanco Sur está afectado por fallas de dirección  $N 45^{\circ} E$  que hundan los bloques meridionales. Cortes 16, 17, 18 y 19 (extremo SSE).

La última estructura de plegamiento que cabe destacar es el "sinclinal de la Cova de Solà", situado inmediatamente al Norte de la antigua carretera nacional de Valencia a Tarragona, entre los km 233 y 237. Es un sinclinal normal, de dirección N 60°E y buzante hacia el SW en cuyo núcleo afloran los materiales del Cretácico inferior. Corte 33 (extremo SSE).

Igual que ocurría en el sector de las Sierras de Tivissa y Sierra de la Batalla, descrito en 3.6.3.1, aquí el zócalo paleozoico se encuentra progresivamente más profundo hacia el SE, hecho que se acentúa bruscamente por la actuación de las fallas que hunden sus bloques meridionales.

### 3.6.3.3.- DESCRIPCION Y CINEMATICA DE LAS PRINCIPALES FALLAS DE LA UNIDAD MERIDIONAL DENTRO DEL BLOQUE TIVISSA-VANDELLOS.

Como puede deducirse de la observación de la cartografía, en la zona de la Unidad Meridional que pertenece al Bloque de Tivissa-Vandellòs, las fallas inversas son prácticamente inexistentes, pues solo hay dos que resulten cartografiables y de alguna importancia (excluyendo la zona frontal de Cabrafiga-Mola de Remullà rica en cabalgamientos). Tanto estas fallas, como las de muy pequeña envergadura, tienen dirección paralela a los pliegues y generalmente vergencia hacia el NW. De esto se deduce que están relacionadas genéticamente con ellos, puesto que además no afectan a materiales previamente plegados.

A lo largo de las descripciones hechas en 3.6.3.1 y 3.6.3.2, he comentado algunas de las fallas que existen en la zona de Unidad Meridional que pertenece al Bloque de Tivissa-Vandellòs. Estudiaré ahora el resto de las estructuras de fractura que existen dentro de dicha zona, incluyendo la falla que bordea por el SE el bloque del Cardó, que es precisamente la que ha contribuido a la individualización de los Bloques del Cardó y Tivissa-Vandellòs, en ese sector. Según sus características se pueden asociar en dos grupos.

a) Fallas normales de dirección comprendida entre  $N 40^{\circ} E$  y  $N 70^{\circ} E$ . Dentro de este grupo las fallas más frecuentes son las de dirección oscilante entre  $N 45^{\circ} - 55^{\circ} E$ . Lo más corriente es que las superficies de falla bucen entre  $45^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  hacia el SE y por tanto hundan relativamente sus bloques meridionales. Las fracturas más frecuentes e importantes de este grupo se localizan, sobre todo, en el sector de las Sierras del Sur de Vandellòs. De entre ellas se pueden destacar:

La falla que es atravesada por la carretera de Hospitalet a Mora entre los km 3 y 4, unos 50 m al W del puente/sobre el barranco de Ronyas y que se prolonga hacia el SW pasando por el collado existente entre las cotas 582 y 423 de la Mola de Nardell, por las cabeceras de los barrancos de la Basseta y del Forat, en donde llega a poner en contacto las calizas del Malm con las dolomías brechoides del Lias, y alcanza hasta las inmediaciones del Barranco de Lleria. La longitud mínima es de unos 6 km. Por el NE la fosilizan los discordantes de Les Planes. Por el extremo SW puede continuar más de lo señalado en la cartografía, pero su seguimiento resulta difícil -



al hacer contactar las dolomías del Malm entre sí. Por ambos extremos disminuye el salto.

Otra falla de importancia es una de dirección - subparalela a la anterior, N 50° E, y de menor buzamiento, - de forma que llegan a cortarse en algunos puntos. Se situa inmediatamente al Sur de la antes mencionada. El buzamiento medio es de 50° y disminuye con la altura, llegando a hacerse subparalelas a la superficie de falla y la estratificación.

En el bloque hundido, que es el meridional, afloran exclusivamente las dolomías del Malm. Su continuación - por el SW puede ser mayor que la expresada en la cartografía. Su seguimiento es difícil por la misma razón que en el caso anterior.

En las inmediaciones del km 4,5 de la ruta de - Hospitalet a Mora, la carretera atraviesa otra falla de las mismas características que las anteriores, pero de menor longitud y salto. En dicho punto hace contactar las arcillas - del Keuper con las dolomías brechoides del Lias. Ver, para las tres fallas descritas los cortes 22,23,24,42,43 y 44 (extremo SSE).

Otras fallas de este grupo son las que bordean - por el SE Las Sierras del Mar y del Esteve. (Ver cartografía) Todas buzan al SE y hunden sus bloques meridionales. En su superficie hacen contactar entre sí las dolomías del Malm, o a lo sumo, éstas con las calizas del Malm superior y/o Cretácico inferior. El salto es en todas inferior a 100 m pero su -

actuación de conjunto, produce un escalonamiento progresivo hacia la costa con un hundimiento total de relativa importancia. Ver cortes 16,17,18,19,20,21,32,33 y 34 (extremo: - SSE).

De la naturaleza de las fallas de este grupo y su sensible paralelismo con las direcciones de plegamiento, que para esta zona oscilan entre  $N 50^{\circ} E$  y  $N 65-70^{\circ} E$ , se puede deducir que se originaron en la etapa de distensión o descompresión.

b) Fallas de dirección  $N 20^{\circ}-30^{\circ} E$ . En conjunto se caracterizan por cortar oblicuamente a las estructuras de plegamiento, si bien alguna falla de este grupo o algún tramo de las mismas, tiene una dirección muy próxima a las del grupo anterior y su separación puede resultar dudosa. En ninguna de ellas he podido observar directa y claramente la superficie de falla, pero de su intersección con la topografía, se puede deducir que el buzamiento es en general bastante fuerte, sin llegar a ser verticales, y que los materiales más modernos se sitúan siempre en el techo de la falla.

Este grupo de fallas tiene representantes de bastante importancia dentro de la zona estudiada, entre ellas:

Falla de "Colladetes", (vertice de cota 292 situado 2,5 km al NW de Perelló). Esta falla como indique en 3.6.3.1, es atravesada por la carretera de Perelló a Rasquera a la altura del km 3, en donde se deduce de la yuxtaposi

ción del nivel  $J_3^a$  de las dolomías del Malm con los materiales barremienses. Hacia el SSE de la carretera se sigue claramente hasta el collado existente entre la Portella y Cova Fumada, 5 km al SW de Perellò, en donde practicamente hace contactar las calizas con Orbitolinas del tramo superior del Cretácico inferior, con el tramo margoso intermedio. Hacia el NNE de la carretera, esta falla bordea por el ESE las elevaciones de Les Malladetes y del Peret, produciendo el acusado escalon topográfico existente entre éstos y la zona de Els Pinerets, Les Bordes y Les Planes. Durante un recorrido de unos 11 km, entre el collado <sup>existente entre</sup> la Portella-Cova Fumada y el Barranco del Sabre, 6 km al N de Perelló, la falla tiene dirección  $N 30^\circ E$ . Hacia el NE del Barranco del Sabre sufre una marcada inflexión y continua durante unos 3 km, con dirección  $N 60^\circ E$ . Al N de la carretera de Perelló a Rasquera pone siempre en contacto las dolomías del Malm, o su intercalación margo-calcárea, con los materiales del Cretácico inferior. La superficie de falla no es claramente visible en ningun punto, de la intersección con la topografía se deduce que buza entre  $55^\circ$  y  $80^\circ$  hacia el ESE. El salto real es difícilmente calculable. Estimo que el salto vertical tiene un valor mínimo del orden de 300 m. Cortes: 7,8,11,12,13,14 y 29 (parte SSE).

Otra falla de este grupo, también de dirección media  $N 30^\circ E$  se sitúa entre el vértice de Rubio(Ros) de cota 308 y el pueblo de Perelló (ver cartografía). Buza hacia el ESE, con una magnitud similar a la anterior y hunde relativamente el bloque oriental, en el que afloran fundamentalmente las calizas barremienses del Perelló. Cortes 8,11,12,

13 y 29 (extremo SSE). Otra falla de gran importancia dentro de este sistema, es la que bordea por el SE las elevaciones de Mont de l'Enclusa, vértice de cota 643. Esta falla es la responsable en este sector, de la individualización, poco - marcada ya en esta zona, entre el Bloque del Cardó, al cual pertenecen las elevaciones del Mon de l'Enclusa y el Bloque de Tivissa-Vandellòs, al cual pertenece la zona de Cova Fumada y el Barranco de la Fullota. Esta última zona forma el - bloque relativamente hundido de dicha falla, que constituye a su vez el bloque relativamente elevado de la Falla de Les Comes. La falla que nos ocupa, sufre dos inflexiones. Por el Sur tiene una dirección N 15° E, que pasa a N 35° en la parte central y se hace N 10° E en su extremo septentrional. La superficie de falla tampoco es visible directamente, se deduce que baza entre 55° y 75° hacia el ESE. En el bloque del - barranco de la Fullota, que es<sup>el</sup> relativamente hundido, afloran fundamentalmente las calizas con intercalaciones margosas del Barremiense, pero incluso llegan a aflorar dolomías del Malm en el núcleo del anticlinal de Les Comes. Por su extremo septentrional pone en contacto las dolomías del Malm, que afloran ampliamente en la zona de Roca Foradada (cota - 756), con el tramo calizo inferior del Cretácico de Les Calobres. Por su extremo meridional, en ambos bloques aflora el - Barremiense. El salto vertical puede ser en algunos puntos superior a los 350 m. En el bloque elevado existen varias fallas paralelas a la principal, de iguales características y de menor magnitud. Cortes: 5,6,7 y 8 (parte SSE), 29 y 48 - (centro).

Existen otras fallas similares de menor magnitud

en las inmediaciones de Puig Moltó, vertice de cota 206, situado al SE de Perelló, (ver cartografía). Estas ponen en contacto mecánico las calizas con intercalaciones margosas del Barremiense de Perelló, con el Aptiense de la Punta de l'Aliga.

Todas las fallas de este grupo producen en conjunto un marcadísimo escalonamiento en el sentido ESE, desde las elevaciones del Mont de l'Enclusa y Roca Foradada hasta la costa mediterránea.

Estos accidentes tienen en conjunto características de fallas normales, pero su dirección, que es oblicua a la de las estructuras de plegamiento, no permite englobarles en el mismo grupo de las descritas anteriormente y que eran paralelas a la dirección de plegamiento. Puede suponerse también una situación diferente de los esfuerzos principales para ambos grupos. Hay que tener en cuenta, además, que la falla de "Les Taules", descrita en la Unidad Septentrional, tiene una dirección N 20° E y al menos su último funcionamiento fue como falla de desgarre. También una de las fallas que existen en la franja de Fatxes-Gavadá tiene esa dirección y algo de desgarre.

Para ser fracturas originadas durante la etapa de descompresión la situación de los esfuerzos principales intermedio y mínimo tendría que haber variado con relación a la situación que produjo las fallas normales paralelas a los pliegues. Por esto cabe más bien pensar que funcionaran durante dicha etapa de descompresión pero aprovechando fracturas

preexistentes o a lo sumo se produjeron fracturas gobernadas o influenciadas por ellas. Cabría pensar que fueran fracturas reactivadas, originadas durante una fase de la etapa de compresión en que el eje intermedio de esfuerzos se situase próximo a la vertical. Pero el ángulo que forman las fracturas con el eje principal de esfuerzos, que se deduce por la dirección de plegamiento, es superior al que deberían tener. Se habría originado un juego N-S y otro N  $60^{\circ}$  W y ninguno coincide con la dirección N  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  E que tienen las fallas existentes. Además solo está bien marcado un juego y no su conjugado.

Podría pensarse también que fueron causados no por compresión directa sino por un par de fuerzas que originaría fundamentalmente un solo juego de fracturas de cizalla. El par de fuerzas podría estar representado por dos fracturas de desgarre a nivel de zócalo, de las que se especula sobre su existencia en las Hojas del M.G.N. de Tarragona, Valls, Villafranca, etc. publicadas por el I.G.M.E. (1972), y en ESTEBAN (1973), que dejaran entre ellas un bloque correspondiente a la zona en estudio. De acuerdo con la dirección predominante NW-SE de estas fracturas tan solo serviría un par que fuese dextrógiro que podría originar en efecto un juego de fracturas de cizalla de dirección N  $30^{\circ}$  E, pero precisamente este juego es el que no favorece la acción del par.

De todas formas la existencia de estas fracturas de dirección N  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  E y con las características indicadas, es un hecho real y muy marcado dentro de la zona estudiada, quizás bastante más que en el resto de los Catalánides, y su

actuación ha tenido bastante importancia en algunos aspectos de la estructuración de este sector de la Cordillera.

#### 3.6.4.- ESTRUCTURA INTERNA DEL BLOQUE DEL CARDÓ

En 3.6.1.1, describí la tectónica del área cartografiada que queda al NW del Ebro. Este sector pertenece al Bloque del Cardó y explique que parte de él podía considerarse la continuación la continuación occidental de la - Unidad Septentrional, que llegaba a enlazar con la Meridional en la zona del Rio Canaletes.

En este apartado describiré las estructuras del resto del Bloque del Cardó, es decir el que queda al Este - del Ebro, que es con mucho la mayor porción del mismo. Esta porción del Bloque pertenece a la Unidad Meridional.

Ya esboqué en 3.6, y 3.6.1, y de acuerdo con LLOPIS (1947), el origen tectónico del Plà del Burgar, valle que separa las Sierras de Cardó y Boix de las de Tivissa y La Batalla. El Valle inferior del Ebro, y de acuerdo con LLOPIS - tiene igualmente un claro origen tectónico. Los accidentes tectónicos que originan el Plà del Burgar y el valle inferior del Ebro delimitan, y les dan caracter de Bloque, a las Sierras de Cardó y Boix. De ellos y del significado de conjunto que tiene el Bloque del Cardó dentro de la estructura general de la zona estudiada hablaré próximamente. En primer lugar expondré la estructura interna del bloque.

Del aspecto tectónico existe en la bibliografía cuatro estudios principales de esta zona:

El de FAURA, FALLOT y BATALLER(1921) y la Hoja del Mapa Geològic de Catalunya nº 41 Tortosa (1923) elaborada por los mismo autores. El primero suministra unos cortes en los que se señalan alguna de las estructuras principales pero que en conjunto resultan muy simples y carentes de una interpretación profunda. La Hoja de Tortosa presenta una cartografía que en el aspecto tectónico es aún menos significativa que los cortes anteriores por su extraordinaria simplicidad.

LLOPIS(1947) es practicamente el que inicia el estudio estructural de dicha zona. La concepción de conjunto de la estructura de la región es muy acertada en varios aspectos. Sienta las bases de la fuerte tectónica de plegamiento y cabalgamientos de la misma y explica el caracter de Bloque del conjunto. La magnitud de su trabajo no le permite sin embargo hacer una descripción, cartografía, ni interpretación detallada. Como en la mayoría de los sectores descritos hasta ahora, este autor, prolonga las estructuras que presentan los materiales secundarios en superficie hasta el zócalo, y sin apenas variar el tipo de la mayoría de ellas.

VIRGILI(1958) da una interpretación de conjunto bastante acertada para la zona triásica de Rasquera-Benifllet.



Por último el Informe Geológico del Anteproyecto del Transvase del Ebro, publicado durante la redacción de esta memoria, suministra una cartografía y cortes muy detallados de parte de la vertiente septentrional de la Sierra de Cardò que en conjunto concuerda con las interpretaciones que yo propongo.

La estructura interna del Bloque del Cardó es de fuerte plegamiento, acompañado de fallas inversas y de cabalgamientos de relativa importancia. Esta estructura hacia al SE se va simplificando progresivamente, al menos en superficie, como ya indicaba LLOPIS(1947), pero incluso bastante más de lo que él refleja en la zona de sus cortes correspondiente a la Sierra del Boix y zona Cretácica del Mont de l'Enclusa, - (comparar los cortes que publica sobre el Bloque del Cardò - con los propuesto por mí).

La descripción de la estructura interna la realizaré de Norte a Sur.

En la vertiente septentrional de las Sierras de Cardò, desde media ladera hasta el Ebro, afloran fundamentalmente los materiales triásicos de la base de estas sierras. Es lo que llamaré zona triásica de Rasquera Benifallet. Las elevaciones del Carmull, vértice de cota 421, constituyen el afloramiento jurásico de esta zona.

#### 3.6.4.1.-- ZONA TRIASICA DE RASQUERA BENIFALLET

A nivel del Trias la estructura fundamental es -

de fuerte plegamiento. Son pliegues que se alinean en dirección NE-SW y cuyas características y número, por ser en muchos casos doblemente buzantes, son diferentes según las transversales elegidas.

#### a.- Transversal de Rasquera

En la transversal de Rasquera, entre dicho pueblo, edificada sobre el Keuper y las dolomías liásicas del extremo NE del afloramiento jurásico de las Sierras de Cardò, y el frente de cabalgamiento de la Unidad Meridional sobre el Lias de la Atalaya, descrito en 3.6.1.1, existen cinco pliegues principales. De Norte a Sur ( cortes 8,9, y 10, parte NNW) son:

El anticlinal de " La Vinya". Se puede seguir durante unos 6,5 km desde unos 500 m al W del km 37,6 de la carretera de Rasquera a Mora, donde queda fosilizado por los discordantes del Plà del Burgar, hasta "La Vinya", zona situada entre la carretera de Tortosa a Rasquera y el Ebro, 1,5 km al NE de Benifallet. Es un anticlinal de dirección media  $N 55^{\circ} E$ , invertido en su tercio oriental, asimétrico pero normal en el resto y vergente siempre hacia el NW. El buzamiento máximo del flanco Sur es de  $60^{\circ}$ . En su mitad oriental afloran en el núcleo las arcillas del Muschelkalk medio. Al W de la transversal de Rasquera, entre el anticlinal de "La Vinya" y el cabalgamiento de la Unidad Meridional, existen tres repliegues de relativa importancia. En todos los casos son muy apretados y vergentes al NW, estando fuertemente invertidos el sinclinal y anticlinal más meridionales. Estos -

pliegues se atenúan y desaparecen hacia el NE y no hay que pensar, por tanto, <sup>9<sup>o</sup></sup>son cortados por la superficie de cabalgamiento.

Inmediatamente al Sur del "anticlinal de La Vinya" está el "sinclinal invertido de Les Guixeres". Tiene una dirección media N 50° E. El flanco Norte es común con el anterior anticlinal. El flanco Sur está invertido, pasando de buzamiento entre 90° y 70° hacia el SE en su mitad occidental, hasta buzamiento 35°, en el mismo sentido, en su mitad oriental; es por tanto vergente al NW. En su núcleo afloran las arcillas del Keuper, muy ricas en intercalaciones de yeso que han permitido la instalación de canteras frente al km 30 de la carretera de Tortosa a Rasquera. Este Keuper por el que discurre la carretera de Tortosa a Rasquera entre los km 30 y 27 forma la base del afloramiento jurásico de Carmull.

Inmediatamente al Sur del "sinclinal invertido de les Guixeres" se encuentra el anticlinal invertido que llamaré "de Hons". Este anticlinal se sigue desde el meridiano de Rasquera hasta la base de Carmull, no continuando como tal estructura en el Jurásico del Carmull. Tiene una dirección media N 53° E. El flanco meridional tiene un buzamiento máximo de 55°, siendo más frecuente entre 30° y 40°. El flanco Norte está invertido y tiene un buzamiento generalmente mayor que el del flanco Sur. Es por tanto un anticlinal invertido, asimétrico y vergente al NW. En el núcleo afloran las arcillas del Muschelkalk medio.

"Sinclinal del Barranco de Les Merles". Se loca-

liza inmediatamente al Sur del "anticlinal de Hons". En su núcleo aflora el Keuper que es cortado por la carretera de Tortosa a Reus en el pequeño collado del km 33. Tiene dirección N  $45^{\circ}$  E, es un sinclinal muy apretado, fuertemente asimétrico y vergente al NW. El flanco meridional tiene frecuentemente un buzamiento vertical.

El quinto pliegue de importancia, en la transversal de Rasquera, es el anticlinal cuyo eje pasa aproximadamente por el km 34,5 de la carretera de Tortosa a Rasquera. Tiene dirección N  $45^{\circ}$  E. En la transversal de Rasquera es una anticlinal inclinado vergente al NW, pero hacia el Oeste, el flanco septentrional se invierte progresivamente se falla inversamente y los materiales del Muschelkalk superior cabalgan ampliamente al Keuper del núcleo del sinclinal del Barranco de Les Merles. Esto puede observarse en la cartografía. Ver para este sector cortes 8,9 y 10 (parte NNW).

#### b.- Transversal de Carmull

En esta transversal, en la que ya se atraviesan los niveles jurásicos de las elevaciones de Carmull, La Tossa, y La Mola, la estructura no es igual que la descrita en la transversal de Rasquera. Lo que más llama la atención es que el apretado "anticlinal de Hons" y el "sinclinal de Les Guixeres" no tienen continuidad como tales en el Jurásico del Carmull.

El Jurásico del Carmull, por el contrario, exhi

be en conjunto, una estructura con aspecto de sinclinal normal, simétrico y relativamente amplio. En el borde meridional del Carmull, donde aflora el Trias en el núcleo de un fuerte anticlinal en una vertical, los buzamientos del Trias y Jurásico suprayacente llegan a ser muy diferentes. El Keuper, queda además, muy laminado. Las tres características citadas pueden hacer pensar que el Jurásico del Carmull está despegado y corrido sobre un substrato triásico. En este corrimiento podía haber participado al unísono el Jurásico de Cardò, o bien tratarse simplemente del desplazamiento muy posterior a la etapa de compresión, incluso reciente, de un bloque desgajado de la masa del Cardò. Sin embargo, el estudio detallado de esta zona, permite comprobar que se trata de un claro ejemplo de disarmonía y diferente estructuración de acuerdo con la distinta plasticidad y competencia de los materiales afectados por unos mismos esfuerzos de compresión, ayudado por la existencia de un despegue a favor del Keuper.

En efecto, se ve como el fuerte "anticlinal invertido de Hons", es reemplazado en los más rígidos materiales jurásicos de Carmull por una falla inversa vergente al NW, que llega a superponer las dolomías estratificadas de la base del Lias sobre las calizas estratificadas del nivel L<sub>3</sub>. Esta falla, por el contrario, muere al entrar en el Keuper, ver cartografía y cortes 6,7 y 41 (parte NNW). El Jurásico del Carmull exhibe por tanto una estructura de plegamiento más amplia que el Trias subyacente, en forma de sinclinal normal y relativamente simétrico, pero afectado en su flanco septentrional por una importante falla inversa longitudinal a la dirección de plegamiento. Dentro de este sinclinal exis

ten otros repliegues y fallas de menor importancia como puede observarse en la cartografía. Ver cortes : 5 y 30 (parte NNW y extremo NW respectivamente).

Al Sur del "sinclinal del Carmull" y siguiendo - la transversal del Barranco del Recò del Mas o de Cardò afloran los materiales triásicos que son continuación occidental de los descritos en la transversal de Rasquera. Estos materiales, siguiendo la tónica general están fuertemente replegados. Existen cuatro pliegues anticlinales de importancia antes de entrar en el Jurásico de las Sierras de Cardó.

El más septentrional se sigue a lo largo del camino de Fontelles, entre las elevaciones de Carmull-La Tossa y las del vértice Raells, cota 110. Es un anticlinal de dirección media  $N 65^{\circ} E$ , muy apretado, fuertemente inclinado - por su mitad oriental e invertido y ligeramente cabalgante - por el Oeste; es por tanto vergente al NW. En el núcleo afloran las arcillas del Muschelkalk medio. El Muschelkalk superior y Keuper del flanco septentrional están fuertemente laminados. Es buzante hacia el E.

El segundo anticlinal tiene características similares.

El tercero es un anticlinal cabalgante. El cabalgamiento se sigue desde las inmediaciones del km 3 de la carretera de Rasquera al Balneario de Cardò hacia el SW.

El cuarto anticlinal, que llamaré del Barranco -

d'en Jordi, tiene una longitud de unos 6,5 km. Su eje se sigue en dirección N 70° E desde unos 500 m al E del km 18,5 - de la carretera de Tortosa a Rasquera, hasta la curva del - km 7,1 de la carretera de Rasquera al Balnerario de Cardò y la cumbre de la Picotxa. Es buzante hacia el WSW. Normal y - simétrico en su mitad occidental, haciéndose progresivamente inclinado y llegando a invertirse ligeramente por el Este. Es to se observa en el km 17 de la carretera de Rasquera a Car- dò donde aparecen invertidas las dolomías del nivel L<sub>1</sub> del - flanco septentrional buzando entre 45° y 80° hacia el SSE. Por este extremo está fallado inversamente, en particular los ni- veles jurásicos y es ligeramente cabalgante.

Entre el anticlinal del Barranco d'en Jordi y el del camino de Fontelles, en las elevaciones del vértice Ra-- ells, cota 110, afloran materiales jurásicos que están afec- tados por una falla inversa de dirección N 75° E que buza - entre 45° y 60° hacia el SSE. Esta falla llega a superponer las dolomías estratificadas de la base del Lias sobre el Ba- jocense. El bloque meridional presenta una estructura sincli- nal buzante hacia el WSW, de dirección N 60° E. Es un sincli- nal normal ligeramente asimétrico y vergente al NW. Ver para este sector los cortes: 3,5,6 y 29 (parte NNW).

#### c.- Sector del Coll de Som

El buzamiento hacia el W del sinclinal ultimamen- ta mencionado y del anticlinal del Barranco d'en Jordi, uni- do a la basculación general hacia el W que presenta el Blo- que de Cardó, permite, en la zona de Coll de Som, entre la -

carretera de Tortosa a Rasquera y el Río Ebro, que lleguen a aflorar las dolomías del Malm, a una cota relativamente baja como es la del vertice Som (251 m). Esta zona, como puede observarse en la cartografía y en los cortes 1 y 2, está afectada por pliegues suaves y de pequeña longitud y fallas normales de dirección  $N 50^{\circ} E$ . Entre ellas la que es atravesada por la carretera de Tortosa a Rasquera en el km 17,5, que buza entre  $60^{\circ}$  y  $80^{\circ}$  hacia el NW y hunde el bloque meridional. El salto de esta falla aumenta hacia el SW, de forma que en las inmediaciones del Ebro hace contactar las dolomías del Malm del vértice Som con las dolomías brechoides liásicas del labio meridional. La actuación de esta falla, y de otra similar situada 300 m al SE de ella, ha ayudado también a que aflore a tan baja cota los materiales del Jurásico medio y superior de Coll de Som.

### 3.6.4.2.- ESTRUCTURA INTERNA DE LAS SIERRAS DE CARDÓ

#### 4.2.A.- Cabalgamiento de Cardó

El cabalgamiento de Cardó es la estructura más importante, por su longitud y efecto de solapamiento, del bloque de Cardó al Este del Ebro. Atraviesa de SW a NE, dicho bloque, tiene por tanto una longitud mínima de 11 km.

La diferente altura a que es cortada la superficie de cabalgamiento por la erosión, de SW a NE, permite estudiar con cierto detalle sus características y su evolución transversal y fundamentalmente lateral.



El punto más nororiental del frente del cabalgamiento se encuentra a la altura del paralelo del km 17 de la carretera de Perelló a Rasquera, donde queda fosilizado por los discordantes del Plà del Burgar. En este sector, el frente de cabalgamiento se sitúa entre las cotas 457 y 229 de Les Penagues, o de una forma más amplia entre el vértice Pins (498 m) y el Barranco de Les Pedraletes. Tiene una dirección N 15° E que concuerda bastante con la que debe tener la superficie de cabalgamiento, si bien esta debe ser algo más tendida hacia el Este. La base del cabalgamiento la constituyen las arcillas del Keuper. Estas arcillas afloran con muy poca potencia y a veces son inexistentes. En este último caso las calizas del nivel L<sub>3</sub> del conjunto cabalgado se ponen en contacto con las dolomías estratificadas (L<sub>1</sub>) e incluso brechoides (L<sub>2</sub>) cabalgantes.

Los materiales del conjunto cabalgado están invertidos en el contacto con la superficie de cabalgamiento, produciéndose un sinclinal invertido con núcleo en las calcarenitas del Toarciense. En conjunto el flanco invertido está poco desarrollado. Ver cartografía y corte 10 (parte SSW).

El frente de cabalgamiento continúa hacia el SSW localizándose en el fondo del barranco de Les Pedraletes. En este sector la superficie de cabalgamiento se desarrolla de lleno dentro de los materiales del Keuper, que aquí constituyen la base inmediata del conjunto cabalgado y cabalgante. Por tanto, en el fondo del barranco no hay ya superposición anormal por efecto del cabalgamiento.

Puede afirmarse por tanto, que en este sector, hacia el SE del fondo del barranco de Les Pedraletes, el conjunto "cabalgante" no tiene ya tal caracter, sino que simplemente está despegado a nivel del Keuper de su substrato inmediato, el Muschelkalk superior, y desplazado sobre él, pero sin que haya superposición anormal.

El frente de cabalgamiento continua hacia el SW pasando por el Portell de Cardó y es atravesado por la carretera de Rasquera a Cardó aproximadamente en el km 8,3. En éste contactan entre sí las dolomías brechoides ( $L_2$ ) pertenecientes al conjunto cabalgante y cabalgado, separadas únicamente un discontinuo tramo de arcillas del Keuper. Este tramo se observa en la carretera sobre la superficie de cabalgamiento, y ascendiendo por el camino que conduce hacia el Portell de Cardó. Estas arcillas sirven de lubricante del cabalgamiento. Ver cartografía y cortes 9, 8, 7, y 30 (tercio NNW).

Desde la carretera hasta el fondo del barranco de Cardó continúan superponiéndose las dolomías brechoides liásicas de uno y otro conjunto. En la vertiente occidental del barranco de Cardó se observa como la superficie de cabalgamiento, que tiene un buzamiento medio de  $35^{\circ}$ , se desarrolla progresivamente sobre términos más altos de la serie estratigráfica del conjunto cabalgado, situándose desde las dolomías brechoides liásicas, en el fondo del barranco, a estar en las dolomías del Malm, en la cota 649. La base del conjunto cabalgado continúa siendo, sin embargo, las dolomías brechoides liásicas. Los materiales jurásicos del conjunto cabalgan

te sufren una fuerte inflexión en la proximidad de la superficie de cabalgamiento, llegando incluso a invertirse. Hacia el SW de la cota 649 y hasta el Ebro el frente del conjunto cabalgante se sitúa siempre sobre las dolomías del Malm, como puede observarse en la cartografía y cortes 1, 2, 3, (extremo SSE), 5, 6, 29 y 41 (tercio NNW).

En este mismo sentido la base del frente de cabalgamiento la constituyen cada vez términos más altos de la serie estratigráfica, pasando de ser las dolomías brechoides del Lias, a las dolomías del Malm.

#### a.- Característica de la superficie de cabalgamiento

Tanto en relación al conjunto cabalgado como cabalgante y a nivel del Jurásico, la superficie de cabalgamiento, a lo largo de todo su desarrollo, no es paralela a la estratificación sino que la corta, formando con ella un ángulo que es mayor para el conjunto cabalgado y menor para el cabalgante. Entre el barranco del Cardó y el Plá del Burgar, el no paralelismo entre la superficie de cabalgamiento y la estratificación, es bien patente con relación al conjunto cabalgado y menos con relación al cabalgante. En ambos casos se limita a una variación en el ángulo de buzamiento, siendo sensiblemente paralelas las direcciones de la estratificación y superficie de cabalgamiento. Ahora bien, entre el barranco de Cardó y el Ebro, en donde la erosión ha profundizado menos en la serie estratigráfica y permite ver el desarrollo de dicha superficie hasta la altura del Jurásico superior, se observa claramente que la superficie de cabalgamiento y la estratifi-

cación del conjunto cabalgante, además de tener diferente buzamiento tienen direcciones algo oblicuas. Dicha superficie sesga oblicuamente al conjunto cabalgante no solo en sentido transversal sino también en sentido longitudinal, como se ve claramente entre el Balneario de Cardò y el vértice "Cullà" (685 m), (ver cartografía de dicho sector).

Entre la cota 649, 1 km la W del Balneario del - Cardò, el frente de cabalgamiento se sitúa siempre sobre las dolomías del Malm. Se observa que al entrar en estos materiales dicha superficie se hace algo más tendida y su buzamiento y dirección, más la segunda que el primero, son sensiblemente paralelos a los de las dolomías del Malm. Estas dolomías, además, no están prácticamente invertidas, como le ocurre al resto de los materiales infrayacentes a ellas en las proximidades de la superficie de cabalgamiento.

Como se observa en la cartografía, al W del vértice Cullà (685 m), y en "superficie", el contacto de cabalgamiento se sitúa entre las dolomías del Malm de uno y otro bloque, por lo que su seguimiento se hace bastante difícil y la posición exacta del mismo es dudosa. Esto lo expreso en la cartografía haciendo a trazos discontinuos el contacto de cabalgamiento, quede claro, por tanto, que esa discontinuidad indica duda en la situación pero no en la continuación - que al menos es razonablemente segura hasta el Ebro.

#### b.- Características generales y cinemática del cabalgamiento de Cardò.

El estudio del cabalgamiento en el Barranco de -

Les Pedraletes permite ver, como indiqué anteriormente, que la superficie de cabalgamiento al entrar en las arcillas - del Keuper, se hace paralela a dicho nivel, de forma que - los materiales del conjunto cabalgante simplemente están des pegados a favor del Keuper y desplazados sobre el substrato triásico infrayacente. Es decir, a nivel del Keuper podemos hablar exclusivamente de superficie de despegue. Esta super ficie, en un momento determinado deja de ser paralela a la estratificación, aumenta su buzamiento, penetra en el Jurásico cortándole oblicuamente y es entonces cuando se inicia el cabalgamiento. Ahora bien, aún se plantean dos posibilidades o que esta superficie muera dentro del Keuper, o que provenga de una superficie de despegue a nivel del Muschelkalk medio. Esta superficie de despegue, en un momento deter minado, pudo aumentar su buzamiento, cortó oblicuamente al Muschelkalk superior, pasando por tanto a ser cabalgante. Al penetrar en el Keuper nuevamente se hace paralela a la es tratificación, desarrollándose en este nivel durante un amplio espacio, en dirección de cabalgamiento. En otro momento esta superficie se hace más inclinada, entra en el Jurásico y se inicia el cabalgamiento de Cardò. Si bien esta se gunda posibilidad es factible, me inclino mucho más por la primera, o sea que la superficie de cabalgamiento muera den tro del Keuper. Para ello me apoyo en que ni los datos de - campo ni el estilo regional concuerdan exactamente con los de regiones, como la Cordillera Cantábrica JULIVERT(1967;71), donde existen estructuras del tipo que supone la segunda hipótesis. En efecto, la existencia constante en el conjunto cabalgado de un flanco invertido que localmente incluso está muy desarrollado, así como la razonable coetaneidad del desarrollo del cabalgamiento con la estructura de plegamien

to no concuerdan con la segunda hipótesis.

Esta estructura debió de iniciarse como un pliegue que en un estado, probablemente poco desarrollado, se fractura a nivel de los términos supratriásicos por su flanco septentrional ya algo invertido. La superficie de fractura no corta a los materiales triásicos sino que penetra en el Keuper haciéndose paralela a la estratificación del mismo. La continuación de los esfuerzos compresivos hace que la superficie de fractura actúe a nivel del Keuper simplemente como de despegue y desplazamiento, mientras que en los niveles superiores va calando progresivamente hacia arriba a la vez que funciona como cabalgamiento, y progresa algo más la inversión del flanco cabalgado. Probablemente a nivel de las dolomías del Malm y términos superiores, de acuerdo con las características que presenta el cabalgamiento en estos materiales, la fracturación y cabalgamiento se creó y funcionó sin ir asociada a pliegue.

El solapamiento o envergadura mínima de este cabalgamiento es de unos 700 m, pero indiscutiblemente la envergadura real debe ser bastante mayor.

#### 4.2.B.- Estructura Interna del conjunto cabalgado en su mitad oriental.

La estructura interna que presenta el conjunto cabalgado ya la he descrito en 3.6.4.1, tan solo queda hacer alguna observación sobre la zona de la Picotxa y La Llacuna. Zona situada entre la carretera de La Rasquera a Cardò y el

Barranco de Les Pedraletes. En La Llacuna existen un par de repliegues, sinclinal y anticlinal respectivamente, de poca longitud, pero fuertemente apretados. Se observa como los ejes, que tienen una dirección aproximadamente WSW-ENE, al aproximarse al frente de cabalgamiento sufren una fuerte inflexión hacia el Norte. Esto puede explicarse por el empuje producido sobre el flanco vertical del conjunto cabalgado por la masa cabalgante.

En la Picotxa, cota 766, situada aproximadamente 1.000 m al E del km 7 de la carretera de Rasquera a Cardò, se sitúa el extremo NE de un pliegue llamado "sinclinal de la Barca" en el trabajo de FAURA, FALLOTy BATALLER (1921). Posee una dirección N 60°E, es fuertemente buzante al SW y su flanco meridional está verticalizado, e incluso invertido. En este flanco es, precisamente, donde se produce el cabalgamiento del Cardò.

Según he explicado en el estudio del cabalgamiento del Cardò, lo que varias veces he denominado como "conjunto cabalgante", en realidad tiene solo tal carácter al Norte de una línea hipotética que pase unos 400 m al Sur del vértice Cullà (685 m), por el Balneario de Cardó y por el Barranco de les Pedraletes. Los materiales de dicho conjunto, situados al Sur de la hipotética línea tan solo están despegados a nivel del Keuper, y desplazados relativamente sobre un substrato inmediato.

A continuación comentaré las principales estructuras que existen al Sur del "cabalgamiento de Cardò".

4.2.C.- Sector de "Xáquera" (Vértice de cota 941 m )-Balneario de Cardò.

En este sector existen dos importantes pliegues que denominaré: "anticlinal de Xáquera -Cabecera del Barranco de la Roija" y "sinclinal de Els Cops.

El "anticlinal de Xáquera", cuyo eje se sitúa - en la cabecera del Barranco de la Roija tiene una dirección media N  $75^{\circ}$ - $80^{\circ}$  E y es buzante al Oeste. Es un anticlinal - bastante fuerte que hacia el Oeste se hace progresivamente inclinado y vergente al Norte, pues el flanco septentrional tiene un buzamiento entre  $15^{\circ}$  y  $25^{\circ}$  mayor que el del flanco meridional. En el núcleo afloran las dolomías brechoides - del Lias. El flanco septentrional se encuentra afectado por varias fallas inversas vergentes al Norte. La principal de ellas aparece en el extremo occidental del pliegue, lo que concuerda con que el anticlinal se hace progresivamente inclinado y vergente al Norte, hacia el Oeste. Esta falla se - atraviesa en el Coll del Mortero y continúa hacia el Oeste hasta coincidir con el "Cabalgamiento de Cardò". Tiene un - buzamiento del orden de  $60^{\circ}$  hacia el ESE pero en su mitad Oeste se hace practicamente vertical. Muy posiblemente ha tenido dos periodos de juego inversos. Corta, aunque muy - oblicuamente, al sinclinal de Els Cops por su extremo occidental, yuxtaponiendo a las dolomías del Malm del núcleo de dicho sinclinal las calizas liásicas del bloque levantado - que es el meridional. Ver cortes: 6,7,8,30 y 41 (tercio NNW).

El "sinclinal de Els Cops" se sitúa entre el -



"cabalgamiento del Cardò" y el "anticlinal de Xáquera". Tiene dirección N  $70^{\circ}$  E. En conjunto, es un sinclinal más bien amplio. El flanco Norte buza entre  $20^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  y el flanco Sur tiene un buzamiento algo mayor, llegando a invertirse en las inmediaciones de la falla del Coll del Mortero, por actuación de la misma. Esta falla secciona totalmente al flanco Sur y al eje por el extremo occidental del pliegue. Ver los cortes antes mencionados.

El "sinclinal del Els Cops" y el "anticlinal de Xáquera" son cortados hacia el Este por tres fallas normales transversales a los mismos. Las tres fallas tienen dirección media N  $18^{\circ}$  W. Las dos más occidentales tienen buzamiento superior a  $60^{\circ}$  hacia el E. La más oriental buza entre  $50^{\circ}$  y  $65^{\circ}$  en el mismo sentido. Los bloques relativamente hundidos son siempre orientales. La falla más oriental que es la menos importante por sus magnitudes tiene un salto vertical del orden de 50-60 m .

La falla intermedia tiene una longitud mínima de 3,5 a 4 km y un salto vertical del orden de 100-120 m.

La falla más oriental es la más importante de las tres. Tiene una longitud de unos 10 km y un salto vertical superior a 200 m . En el bloque hundido afloran fundamentalmente las dolomías del Malm que llegan a contactar con las dolomías brechoides liásicas del núcleo del "anticlinal de Xáquera". En este bloque no se observa la continuación de dicho anticlinal ni del " sinclinal de Els Cops".

La actuación de estas fallas produce un marcado escalonamiento en el borde oriental del bloque del Cardò. Forman un sistema de fallas de dirección paralela, cuya actuación de conjunto, unida al menos a la de otra que queda fosilizada por los discordantes del Plà del Burgar, ha originado esta amplia depresión tectónica, pues a la vez que hunde los bloques orientales producen un basculamiento hacia el W de los mismos. Ver corte 30 (parte SE).

En el flanco Sur del "anticlinal de Xáquera" afloran ampliamente las dolomías del Malm que se enlazan hacia el Oeste, sin solución de continuidad, con las que constituyen el extremo occidental del frente del Cabalgamiento de Cardò. Estas dolomías que buzán entre  $25^{\circ}$  y  $40^{\circ}$  hacia el Sur, unos 600 m al Sur de "Xáquera" (941 m), en la zona denominada "Corral del Moreno" están afectadas por una importante falla inversa de dirección media E-W y buzamiento entre  $35^{\circ}$  y  $45^{\circ}$  hacia el Sur. Donde mejor se observa este accidente es en las elevaciones situadas al Este del Camino del Cardò a Tivenys. Tanto en el bloque hundido como en el elevado, afloran exclusivamente las dolomías del Malm. En las inmediaciones de la falla se observan localmente fuertes arrastres, aunque algunas de estas inflexiones deben representar el resto del flanco invertido del pliegue que se fracturó por su flanco septentrional y originó esta falla. La actuación de este accidente supone una superposición de gran parte de la serie dolomítica del Malm, que explica en parte la enorme potencia parente de los materiales de esta edad, en la transversal de Cardò-Roca Foradada (756 m). Ver cortes: 5,6,7,29 y 41 (tercio NNW).

Hacia el Sur de este accidente, la estructura, a nivel de los materiales aflorantes ( Malm superior y Cretácico inferior) es más simple y menos apretada que la existente en la mitad septentrional del Bloque del Cardò.

#### 3.6.4.3.- ESTRUCTURA INTERNA DEL SECTOR: SIERRA DEL BOIX-MONT DE L'ENCLUSA-COLL DE L'ALBA

El sector meridional del Bloque del Cardò, geográficamente está constituido de Norte a Sur por: la Sierra del Boix, elevaciones del Mont de l'Enclusa ( 643 m ) y elevaciones de Coll de l'Alba, situadas estas últimas en el paralelo de Tortosa.

Está constituido por cinco pliegues principales alineados segun una dirección media aproximada NE-SW. La describiré de Norte a Sur.

Los dos pliegues más septentrionales se sitúan en la Sierra del Boix, entre la falla inversa del Corral del Moreno, descrita anteriormente, y Roca Foradada. Son un sinclinal y anticlinal normales de dirección N 60° E y algo buzantes al SW. Practicamente son simétricos. El buzamiento máximo de los flancos es de 45°-50° y el medio del orden de 30°.

El anticlinal que llamaré de "La Loma de Jonc" - tiene el flanco meridional muy amplio y sus buzamientos, que llegan a ser de 45°, disminuyen progresivamente hacia el SE haciéndose del orden de 15°-25°. Ambos pliegues están desarro

llados en las dolomías del Malm. Por el Este son seccionados, por las fallas normales descritas anteriormente, que cortaban al "anticlinal de Xáquera" y al "sinclinal de Els Cops". Aquí tan solo existen la falla central y la más oriental. En el bloque que queda entre ambas se observa perfectamente la continuación de los dos pliegues.

En el escarpe retrocedido de la falla más oriental, a causa de su gran salto, llegan a aflorar en el núcleo del anticlinal las calizas liásicas del nivel L3. Puede observarse además como el pliegue se hace más apretado en profundidad estrechándose su flanco septentrional que está bastante mecanizado y haciéndose algo vergente al NW. En el bloque hundido de la falla más oriental, afloran las dolomías del Malm, en las que existe un núcleo sinclinal que puede ser la continuación del seccionado. Su eje está algo desplazado hacia el S, por efecto de la falla, lo que implicaría una cierta componente en dirección en el salto de la misma. Ver cortes: 5, 6, 7, 8, 29 y 41 (parte central).

Al Sur del "anticlinal de La Loma del Jonc" los materiales tienen un buzamiento medio de conjunto de  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$  hacia el SSE, si bien manifiestan repliegues de poca importancia.

El buzamiento de conjunto hacia el SSE permite que en este sentido vayan aflorando materiales cada vez más modernos. Así en la vertiente meridional del Barranco de La Buinaca y al pie de Roca Foradada, aflora la intercalación margo calcárea de las dolomías del Malm. Sobre ella, el tramo superior de estas dolomías, que forman las elevaciones de Roca Foradada

(cota 756). Continuando hacia el SSE aparecen las calizas del Malm superior y/o Cretácico inferior en el lligall de Les Basses de Cascoll y ya al pie del Mont de L'Enclusa las calizas y margas del Cretácico inferior, fundamentalmente Ba rremiense (ver cartografía). Aquí se encuentra el tercer pliegue de importancia, de este sector. Es un sinclinal que llamaré del camino del Pouet. Este camino que desde el km 3 de la carretera de Tortosa a Rasquera sube hasta el Collado situado entre Enclusa y la cota 642, discurre aproximadamente por el núcleo de dicho sinclinal en parte de su recorrido.

Es un sinclinal fuertemente buzante al SW, cuyo eje se inflexiona pasando de tener dirección E-W, al pie de Enclusa, a tener dirección  $N 60^{\circ} E$  en el Barranco de Els Estrets. Por el Este se atenúa hasta desaparecer como puede observarse en la cartografía. En conjunto es un sinclinal normal y relativamente simétrico en la mayor parte de su recorrido, pero a causa de las intercalaciones margosas que existen en los materiales cretácicos, ocurren numerosas disarmonías en su desarrollo. Así como en el Collado de L'Enclusa, el flanco meridional sufre numerosas variaciones en sección vertical como puede observarse en la cabecera del Barranco de Pouet, replegándose e invirtiéndose localmente. En esta zona el pliegue se hace vergente al N y su flanco meridional queda cortado por una falla inversa de dirección media  $N 75^{\circ} E$  y vergente al N.

El flanco meridional del pliegue es algo más potente que el septentrional y con mayor abundancia de intercalaciones margosas, efecto de las variaciones litológicas que

ocurren en el Cretácico inferior. Ver corte 4 y parte S del 5 y 41.

En "La Alentá", 1,5 km al Sur de L'Enclusa, se localiza el cuabto pliegue de importancia de este sector. Es un anticlinal de dirección N75° E, ligeramente buzante al Oeste y desarrollado en los materiales del Cretácico inferior. Es un anticlinal normal muy amplio y tan solo ligeramente inclinado al Norte, pues su flanco meridional tiene un buzamiento medio de 20° y el septentrional tiene un buzamiento de 10° a 15° mayor, en particular en las proximidades del núcleo sinclinal del camino de Pouet. Por el Este queda seccionado por la falla que bordea por el SE el bloque del Cardó y que fue descrita en 3.6.3.3.

Al Sur del anticlinal de "La Alentá" existe un nuevo sinclinal normal y simétrico poco manifiesto y de menor importancia que los pliegues anteriores. Es buzante hacia el Oeste. Ver corte 4 y parte Sur del 41.

3.6.4.4.- CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL BLOQUE DEL CARDO Y ALGUNOS ASPECTOS CINEMATICOS DE LA MISMA.

La estructura interna del bloque del Cardó es de fuerte plegamiento acompañado de cabalgamientos de relativa importancia. Esta estructura es más fuerte en el sector septentrional del Bloque, que coincide además con los afloramientos más bajos de la cobertura: Trias y Jurásico inferior. En dicho sector predominan los pliegues muy apretados, frecuen

temente invertidos y vergentes siempre hacia el NW, y llegan a fracturarse por su flanco septentrional y originan cabalgamientos de importancia como el "cabalgamiento de la Atalaya" y el "cabalgamiento de Cardó", así como otros de menor importancia comentados en 3.6.4, de menor importancia. Hacia el SSE se observa un cambio estructural bastante marcado: desaparecen los cabalgamientos y los pliegues se hacen más amplios, normales y a lo sumo algo inclinados hacia el Norte. Sin embargo, hay que tener en cuenta, que en el sentido SSE el zócalo paleozoico se encuentra progresivamente más profunda y en consecuencia en dicho sentido y para igual cota, aparecen cada vez materiales más altos de la serie estratigráfica. Estos no llegan a reflejar todas las estructuras de los niveles más profundos, equivalentes a los que afloran en el sector septentrional del bloque, o bien las reflejan atenuadas. Este cambio estructural manifiesta por tanto no solo una variación en sentido transversal sino también en sentido vertical.

En el bloque del Cardó, al igual que en el de Tivissa-Vandellòs, según explicaba en el apartado correspondiente, existe un claro despegue a nivel del Muschelkalk medio, y otro, de menos importancia relativa, a nivel del Keuper. Este hecho se deduce, entre otras cosas, porque nunca afloran en los numerosos núcleos anticlinales materiales inferiores al Muschelkalk medio. Se observa, además al realizar la construcción geométrica de estos pliegues, que por su apretamiento, no queda espacio en el núcleo para que participen los materiales del Muschelkalk inferior y Buntsandstein y mucho menos el zócalo paleozoico. Además, la base de los ca

balgamientos se sitúa a nivel del Muschelkalk medio o Keuper. En este sector, por tanto, los materiales del Muschelkalk inferior y Buntsandstein se deben comportar bastante solidarios con la estructura del zócalo y mucho menos con la de los términos de la cobertera suprayacentes a ellos.

Dentro de los términos de la cobertera, superiores al Muschelkalk inferior, existe también una marcada variación de las estructuras en sentido vertical.

Aunque algunos de los cabalgamientos de importancia nacen precisamente en el Trias medio, los materiales del Muschelkalk medio y superior y los del Keuper exhiben pliegues muy apretados, más o menos invertidos, sin que intervenga fracturación a gran escala en su flanco septentrional. Los niveles jurásicos y superiores, más rígidos, no llegan a manifestar una tectónica de plegamiento tan apretada. Puede ocurrir una disarmonía a nivel del Keuper, de forma que bajo un pliegue de los niveles jurásicos y superiores, existan varios en el Trias medio y superior. También puede ocurrir, que un fuerte pliegue en el Trias se traduzca en una falla inversa, de mayor o menor envergadura, dentro de los términos superiores.

La dirección de los pliegues oscila entre N 45° E y N 75° E, haciéndose progresivamente más tendidos hacia el Este en el sentido SSE. Así en el sector septentrional del Bloque, donde afloran fundamentalmente los materiales triásicos, la dirección media de plegamiento es N 55° E. Mientras que en el sector meridional es de N 70° E.



Las fallas inversas tienen una dirección que oscila entre  $N 55^{\circ} E$  y  $N 80^{\circ} E$ . Tomando todas las fallas inversas del Bloque, la dirección media es  $N 67^{\circ} E$ . Los cabalgamientos de Cardó y Abalaya tienen una dirección media  $N 60^{\circ} - 65^{\circ} E$ , si bien el de Cardó sufre una fuerte inflexión hacia el Norte en su extremo oriental. Fallas inversas y cabalgamientos, tienen en conjunto, una dirección sensiblemente paralela a la de los pliegues y se han producido junto con ellos en la etapa de compresión, bajo una situación en la que el eje mayor del elipsoide de esfuerzos tendría dirección  $N 15^{\circ} - 40^{\circ} W$  y algo inclinado hacia el NNW.

Alguna de las fallas inversas que seccionan, aunque muy oblicuamente, a un pliegue, han podido producirse con posterioridad al desarrollo de éste, pero dentro de la etapa de compresión.

Hay un sistema de fallas oblicuas a las estructuras de plegamiento de pequeña longitud, de forma que a lo sumo afectan a un pliegue o a un flanco del mismo. Está formado por dos juegos uno de dirección  $N 10^{\circ} - 35^{\circ} W$  y otra de dirección  $N 10^{\circ} - 30^{\circ} E$  y que generalmente tienen salto en dirección además de salto vertical. Pertenecen fundamentalmente a la etapa de compresión.

Fallas normales de dirección  $N 50^{\circ} - 65^{\circ} E$ , como las de Coll de Som, sensiblemente paralelas a los pliegues que son propias de la etapa de descompresión, en la que el eje máximo de esfuerzos se sitúa vertical.

Fallas normales de dirección N 18° W, transversales a los pliegues. Son fallas que producen el escalonamiento del borde oriental del Bloque del Cardó. Están relacionadas con las fallas de similar dirección que han producido el basculamiento hacia el Oeste de los bloques de Cardó y Tivissa-Vandellòs y que comentaré en un próximo apartado.

### 3.7.- RELACION ENTRE EL BLOQUE DEL CARDO Y EL BLOQUE DE TIVISSA-VANDELLOS.

Ya LLOPIS (1947) indicó claramente que el Pla del Burgar es un valle disimétrico originado por una falla situada en el borde oriental de las Sierras de Cardó y Boix fosilizada por el piedemonte cuaternario adosado a dichas sierras. Esta falla hunde su bloque oriental a la vez que éste bascula hacia el Oeste. Como explicaba en 3.6.3.3, estoy de acuerdo con tal deducción. En 3.6.3.3. indico que en realidad el borde oriental del Bloque del Cardó sufre un escalonamiento hacia el valle, por efecto de tres fallas normales, que hunden los bloques orientales y que pertenecen al mismo sistema que la falla supuesta, situada en el valle del Burgar. También el bloque del Cardó está basculado hacia el Oeste, como indicaba en 3.6.4.1. El basculamiento de un bloque se explica por estar limitado por dos fallas afines, cuyo funcionamiento, a la vez, puede producir un movimiento rotacional en el bloque comprendido entre ambas. En efecto el Bloque del Cardó también queda limitado por una, o posiblemente dos, fallas a lo largo del valle inferior del Ebro, que hunden el bloque oriental. El basculamiento de -

bloques hacia el Oeste, en otros sectores de los Catalánides ha sido ya indicado por otros autores, FONTBOTE (1954,a), y otros.

Los materiales más modernos que afloran en el núcleo del Bloque del Cardò, que son del Cretácico inferior, están afectados por <sup>las</sup> fallas mencionadas del borde oriental. La del Pla del Burgar, queda fosilizada por el pie de monte cuaternario. Los pliegues, fallas inversas y cabalgamientos, estructuras todas de la etapa de compresión, son cortados por estas fallas. La basculación ha ocurrido lógicamente en la etapa de distensión. El relleno superficial del valle, por pliocuaternario, impide una datación precisa. Cortes 47 y 48.

El intento de correlación de las estructuras existentes en uno y otro bloque, así como la inflexión del extremo oriental del cabalgamiento de Cardó, suscita la hipótesis de que la falla supuesta <sup>que</sup> queda soterrada en el valle, antes de funcionar como normal, contribuyendo a la basculación de los bloques, actuó con un régimen diferente.

La correlación no resulta fácil puesto que la diferente altura a que quedaron los bloques tras el hundimiento relativo del oriental, ha hecho que la erosión profundice hasta niveles más bajos de la cobertera mesozoica en el frente septentrional de las Sierras de Cardò que en el de las Sierras de Tivissa. Esto hace que las estructuras en ambos frentes, dada la variación vertical del estilo tectónico no sean directamente correlacionables. Además, el Mesozoico de ambos bloques queda separado por el relleno discordante del

Pla del Burgar, que tiene una anchura de 5 km en su extremo septentrional, y en esa distancia pueden ocurrir cambios importantes. Por tanto, la correlación que expongo a continuación hay que aceptarla con las debidas reservas.

Como indicaba en 3.6.1.1, la continuación del corrimiento de Vandellòs podría estar representada, en el Bloque del Cardó, por el cabalgamiento de la Atalaya. En ese mismo apartado, expliqué también las otras posibilidades que existían para la terminación occidental de dicho corrimiento. Se observa que la hipotética continuación hacia el Oeste de la línea en la que se inicia el cabalgamiento de la Unidad Meridional sobre la septentrional, queda desplazada entre 1,5 y 2 km hacia el S, con relación al cabalgamiento de la Atalaya. También se observa que el cabalgamiento de Cardó no tiene continuidad como tal en el Bloque de Tivissa. La única estructura posiblemente relacionada con él es el anticlinal de "Tivissa-Vista Bella", descrito en 3.6.3.1. Su continuación hacia el Oeste queda igualmente desplazada hacia el Sur con relación al cabalgamiento del Cardó.

Similar desplazamiento ocurre entre el anticlinal de Xàquera en el Bloque del Cardó y el anticlinal del "Darranco de Jovara-Recó Gran" en el Bloque de Tivissa que son también hipotéticamente relacionables.

Estos hechos me mueven a proponer la hipótesis de que al menos la fractura supuesta que queda soterrada en el valle, funcionó primeramente como falla de desgarre dextral, actuación que tuvo lugar con posterioridad a la géne-

sis de los pliegues y cabalgamientos de la cobertera de ambos bloques, puesto que según la correlación propuesta están cortados y desplazados. Además, la dirección N 20°-30°W de dicha falla es similar, aunque algo menos tendida al Oeste, que la dirección de las fallas de desgarre transversales a la dirección Catalana propuestos en las hojas del M.G.N. de Tarragona, Valls, Villafranca y Vilanova (1973) y en ESTEBAN (tesis doctoral inédita).

La fuerte inflexión hacia el Norte que sufre el cabalgamiento de Cardó en su extremo oriental, no cabe, sin embargo, explicarla como un arrastre convencional producido por una falla de desgarre dextral, puesto que tendría que ser al contrario. En este caso nos encontraremos con una situación relativamente similar a la que se plantea al relacionar el Macizo del Priorat con el Horst Priorat-Gaià, y la disposición del Arco Periférico de Bonastre (según terminología de las Hojas de Tarragona, Valls, Villafranca y Vilanova del M.G.N. Es decir unas estructuras que suscitan la hipótesis de la existencia de una falla de desgarre, pero que los desplazamientos en los extremos de un mismo bloque, parecen ser en distinto sentido.

La hipótesis que los autores de la Memoria de dichas hojas dan para explicar aquella situación podría ser válida en este caso. Pero hago la salvedad, de que en la zona a que yo me refiero, no considero que la actuación de dichas fallas haya sido la causa de la producción de los cabalgamientos y pliegues sino de su desplazamiento.

Con posterioridad a esta hipotética actuación de desgarre funcionó como falla normal y contribuyó al basculamiento de los bloques del Cardó y Tivissa-Vandellòs.

### 3.8.- TECTONICA DE CONJUNTO

En los apartados anteriores he descrito con detalle las estructuras existentes en la región estudiada. En este capítulo las recopilo y analizo por grupos y hago un resumen de la tectogénesis del conjunto.

#### 3.8.1.- ANALISIS Y CINEMATICA DE LAS ESTRUCTURAS TECTONICAS

Uno de los hechos que caracterizan el estilo tectónico de gran parte de la región estudiada, es la existencia de diferentes niveles o pisos tectónicos. Este hecho que está en función de la intercalación de tramos francamente incompetentes entre otros relativamente competentes, y que ocu

re por despegue a su favor, es tanto más manifiesto cuanto mayores han sido los esfuerzos que han afectado a cada sector en particular y cuanto más potente es la serie estratigráfica. Esta característica es por tanto más manifiesta en la Unidad Meridional y algo, pero menos, en la parte Sur de la Septentrional.

Cabe distinguir un piso de zócalo y diferentes pisos de cobertera. Si bien litológica e históricamente el límite zócalo cobertera lo marca la superficie de erosión pretriásica, desde el punto de vista de individualización de niveles tectónicos, el Buntsandstein detrítico grosero, se comporta como tegumento adherido al zócalo y manifiesta preponderantemente su estructura.

El primer nivel de despegue se sitúa en las arcillas del Buntsandstein superior.

El despegue fundamental ocurre a favor de las arcillas del Muschelkalk medio. Las razones teóricas que podrían explicar este hecho las expuse en 3.3.

Cuando ocurren despegues a favor del Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y Keuper, se individualiza un piso de zócalo y tres de cobertera. Cada uno de ellos adquiere una estructuración parcial o totalmente propia, aunque siempre se observa una preponderancia de aquella que se produce a favor del despegue fundamental.

Otros virtuales niveles de despegue son los ma-

teriales del Bajocense, las intercalaciones margosas del Cretácico inferior y las arcillas y arenas de facies Utrillas . De hecho, las estructuras que implican un despegue a su favor, tienen valor localmente, pero es pequeño o nulo a escala regional.

#### 3.8.1.1.-PLIEGUES

La potencia relativamente grande de la cobertura mesozoica, particularmente en la Unidad Meridional, ha influido en que se desarrolle en esta una estructura que puede considerarse propiamente de plegamiento, a diferencia de otros sectores más nororientales de los Catalánides e incluso del sector norte de la Unidad Septentrional.

Las direcciones de los pliegues están comprendidas entre N  $56^{\circ}$ - $70^{\circ}$  E para la Unidad Meridional y N  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  E en la Unidad Septentrional. El estilo tectónico es variable según los sectores que se consideren y está fuertemente influido por la altura en la serie estratigráfica. En el sector Norte de la Unidad Septentrional no hay pliegues. En el sector Sur de la misma y en el frente de la Unidad Meridional, los pliegues son muy apretados, vergentes al NW, frecuentemente invertidos y relacionados con fallas inversas e incluso cabalgamientos. Hacia el Sur los pliegues son más amplios, suaves y simétricos o algo inclinados; los vergentes, lo son hacia el NW o NNW. De los sectores en los que aflora el zócalo bajo la cobertura mesozoica, se deduce que dicha estructura afecta exclusivamente a la cobertura y que se ha



originado fundamentalmente por despegue a nivel del Muschelkalk medio. Donde la compresión ha sido máxima ha ocurrido - también un despegue a nivel de las arcillas del Buntsandstein superior y el Muschelkalk inferior se repliega.

En la Unidad Septentrional se observa que los niveles y areniscas y conglomerados del Buntsandstein no participan nunca de la estructura de plegamiento de la cobertera. Puesto que esta estructuración ocurre por despegue a favor - de niveles plásticos, superiores al tramo basal e intermedio del Buntsandstein. Este comportamiento puede extenderse, con un margen muy razonable de seguridad, al resto de la Unidad Meridional, aunque en ella nunca aflore el Triásico inferior y por tanto su estructura no puede ser observada.

A nivel del Keuper ocurre con frecuencia una disarmonía, de forma que el Jurásico, y en su caso Cretácico , suprayacentes adoptan pliegues más amplios que los del substrato triásico o bien se fallan inversamente. Otras disarmonías de menor importancia ocurren a nivel del Bajocense y - tramos arcillosos del Cretácico inferior.

Las estructuras de plegamiento obedecen a una situación en que el eje mayor del elipsoide de esfuerzos se - orientaría en dirección  $N 20^{\circ}-40^{\circ} E$  y algo más próximo a la dirección N-S en la Unidad Septentrional. La existencia de - niveles de despegue y franjas como la de Fatxes-Gavadá, que reflejan desplazamiento relativo a nivel del zócalo, pueden producir respectivamente, variaciones locales de la posición de los esfuerzos principales y distorsión de los ejes de ple

gamiento.

### 3.8.1.2.- FALLAS INVERSAS

#### 1.2.A.- De la cobertera

Englobo en este grupo a aquellas fallas inversas que afectan exclusivamente a los materiales de la cobertera. Tienen en común el amortiguarse de una u otra forma, generalmente en un nivel de despegue, y no penetrar por tanto en el zócalo paleozoico, o dicho con mayor precisión no provenir de él.

Unas están íntimamente relacionadas con los pliegues, son las que afectan a los flancos septentrionales de los mismos. Muchas de los que exhiben los materiales jurásicos, son el reflejo de un fuerte y apretado anticlinal en el Trias subyacente, donde se amortiguan.

Otras nacen en el nivel de despegue, frecuentemente en el Muschelkalk medio, Keuper o materiales de facies Utrillas y producen pequeñas escamas de superficie paralela o subparalela a la estratificación.

En otros casos son simples fallas inversas que no cabe englobar exactamente en los dos grupos anteriores, pero que tienen en común con ellas el no provenir del zócalo.

El buzamiento de las superficies de falla es bastante variable siendo generalmente inferior a  $45^{\circ}$ , en parti-

cular en el caso de las pequeñas escamas.

En conjunto, todas tienen una dirección sensiblemente paralela a las estructuras de plegamiento.

Se produjeron en una situación, en la cual, la dirección del eje mayor del elipsoide de esfuerzos es la misma que para los pliegues.

### 1.2.B.- De zócalo y cobertera

Englobo en este grupo aquellas fallas inversas que provienen del zócalo paleozoico y afectan como tales a la cobertera, produciendo en ella fuertes arrastres e incluso pliegues o pliegues falla. No deben confundirse con una estructura de plegamiento en sentido estricto, pues son el resultado de una tectónica de fractura del zócalo.

Las que he reconocido se localizan en el ámbito de la Unidad Septentrional. Su dirección es bastante más variable que la dirección de las fallas inversas de cobertera. Se pueden asociar en dos grupos: uno de dirección N  $35^{\circ}$ - $80^{\circ}$  E, al que pertenecen casi la totalidad, y otro con un solo representante, de dirección N  $80^{\circ}$  W, que corta los anteriores y, por tanto, es posterior a ellas. Los buzamientos de las superficies de falla son generalmente superiores a  $45^{\circ}$ . Algunas llegan a buzarse del orden de  $75^{\circ}$ - $80^{\circ}$ .

La divergencia de las direcciones de estas fallas entre sí, que supone a la vez divergencia con las de cobertera,

debe de explicarse más por la anisotropía del zócalo, que por una sucesión temporal de estos accidentes, acompañada de cambio en la orientación de los esfuerzos principales. Aunque la última proposición puede ser responsable en algún caso, ya que hay fallas que se cortan, pero su generación y actuación como inversas ocurriría en cualquier caso dentro de la etapa de compresión.

Del primer grupo, que es el más representado e importante, se deduce que la orientación del eje mayor del elipsoide de esfuerzos sería N 20°-55° W. La escasez de accidentes de este tipo no permite sacar unas conclusiones totalmente seguras.

3.8.1.3.- CABALGAMIENTOS

Hay representados dos tipos de cabalgamientos: unos que pueden clasificarse como escamas de cobertera y otros que derivan de un pliegue cabalgante.

Al primer grupo pertenecen las escamas del sector Cabrafiga-Mola de Remullà- Tunel de Fatxes, (por ejemplo la escama de Mas Riudoms-Sta. Marina-Tunel de Fatxes). Estas se han originado por despegue a nivel de las arcillas del Buntsandstein superior constituyendo siempre la base del conjunto cabalgado el muro del Muschelkalk inferior. La superficie de cabalgamiento es paralela a la estratificación del conjunto cabalgante y puede sufrir alguna variación con relación al conjunto cabalgado según explicaba en 3.6.2.1 y 3.6.2.2. Tienen una dirección N 70° E.

Al segundo grupo pertenece el cabalgamiento del Cardó, de dirección  $N 60^{\circ} E$ , salvando la inflexión de su extremo oriental comentada y explicada en 3.7.

Estas deformaciones obedecen a una situación en la que el eje mayor del elipsoide de esfuerzos se orientaba en la dirección  $N 20^{\circ}-30^{\circ} W$ . Como explicaré en el apartado de Tectogénesis, opino que ambos tipos de cabalgamientos no son coetáneos.

#### 3.8.1.4.- CORRIMIENTO DE "TIVISSA-LLABERIA"

Tiene una dirección aproximadamente  $N 75^{\circ} E$ . Por su envergadura mínima, que es de 6 km, y su contribución al solapamiento de Unidades que representan dominios paleogeográficos parcialmente distintos, cabe darle en su extremo oriental actual la categoría de "manto", si bien de condiciones modestas. Se ha originado por despegue a nivel del Muschelkalk medio, que constituye siempre la base del corrimiento. Con relación al conjunto cabalgado la superficie de corrimiento se hace sensiblemente paralela a la estratificación, discurre sobre el Cretácico superior y solapa, en el borde Norte del isleo tectónico más septentrional, a materiales posiblemente paleógenos (?). Más hacia el Norte de este extremo septentrional actual, la superficie de corrimiento llegaría, muy probablemente, a situarse sobre la superficie de sedimentación. El desplazamiento se ha efectuado en el sentido  $N 15^{\circ}-20^{\circ} W$  y aumenta progresivamente de Oeste a Este.

### 3.8.1.5.- FALLAS DE DESGARRE

Dentro de la zona estudiada como falla importante, tan solo la de "Les Taules" muestra una actuación de desgarre. Tiene dirección N 20° E y es sinistral. Se localiza en la Unidad Septentrional, y afecta al zócalo y la cobertera.

En la Unidad Meridional, la franja Fatxes-Gavaldá, de dirección N 20° E, muestra una distorsión de la dirección de los pliegues, acompañada de fracturas. Ambos hechos pueden explicarse por un desgarre a nivel de zócalo de similar dirección y sentido que el que exhibe la falla de "Les Taules" y que no ha llegado a manifestarse como tal, en la cobertera, por la existencia de niveles de despegue en su base.

La diferente potencia de la cobertera en ambas Unidades puede ser una de las razones que explique el que un desgarre en el zócalo afecte o no a la cobertera, (teniendo en cuenta la existencia de niveles de despegue en la base de la misma).

La actuación de estas fallas supone al eje principal del elipsoide de esfuerzos orientado aproximadamente en la dirección N 10° W y suavemente inclinado hacia el Norte. Fuera de la zona estudiada, la falla del borde occidental del Valle inferior del Ebro, LLOPIS(1947), pueda que pertenezca a este sistema.

En 3.7. expongo la hipótesis de que la falla principal que individualiza los Bloques de Cardó y Tivissa, de dirección  $N 20^{\circ}-25^{\circ} W$ , pudo funcionar como falla de desgarre - dextral antes de hacerlo como normal. En este caso cabría englobarla, con las debidas reservas, en el sistema de fallas - de desgarre de dirección en NNW-SSE y NW-SE que se ha puesto de manifiesto recientemente en otros sectores más septentrionales de los Catalánides.

#### 3.8.1.6.- FALLAS NORMALES

Las fallas principales que al menos reflejan una última actuación como normales, se asocian en tres juegos diferentes: Un juego de dirección  $N 40^{\circ}-70^{\circ} E$ , otro de dirección  $N 20^{\circ}-30^{\circ} E$  y un tercer juego de dirección media  $N 20^{\circ} W$ .

En el primer juego tiene una dirección sensiblemente paralela a la de los pliegues. Las superficies de falla - buzan entre  $45^{\circ}$  y  $70^{\circ}$ . Lo más frecuente es que hundan los bloques meridionales. Responde a una situación mecánica en la - que el eje mayor del elipsoide de esfuerzos se situaría prácticamente vertical. Son fallas típicas de la etapa de distensión.

El segundo y tercer juego son respectivamente - oblicuo y transversal a la dirección de los pliegues. Han - funcionado durante la etapa de distensión pero muy probablemente aprovechando fallas creadas en la etapa de compresión o bien su creación ha sido gobernada o influida por ellas. Al juego de dirección  $N 20^{\circ} W$  pertenecen las fallas que han con

tribuido al basculamiento de los Bloques de Cardó y Tivissa-Vandellòs.

Estos dos juegos de fallas han tenido con su posible larga historia una gran influencia en la estructuración de la región estudiada.

3.8.2.- RELACIONES DEL ZOCALO CON LA COBERTERA

En los próximos apartados de: Tectogénesis y Cronología de las estructuras, Paleogeografía y Geología Histórica, entre otras cosas expondré, de una forma más detallada, la influencia que ha tenido el zócalo paleozoico en la evolución estratigráfica y estructural de la cobertera mesozoica. Ahora me limitaré a resaltar las ideas generales sobre este aspecto.

Para la zona estudiada, puede decirse que desde el Trias hasta como mínimo el Bajocense; ambos inclusivos, el techo del zócalo paleozoico, que constituía la base de la cuenca sedimentaria mesozoica, se encontraba, de forma general, a similar altura en todos los puntos. Esto se deduce de la igualdad de facies y similitud de potencia para los materiales de esa edad, en puntos como Cardó, Tivissa, Vandellòs y Llaberia muy distantes entre sí.

Sin embargo, en la Unidad Septentrional sobre el Lias superior o el Bajocense se sitúan directamente los mate



riales de facies de Utrillas, mientras que en la Unidad Meridional, sobre el Bajocense yacen el resto del Dogger, el Malm y el Cretácico inferior, que suponen en conjunto y para un punto "central" de dicha Unidad, como Perellò una potencia de 1.300 a 1.500 m . Así en la Unidad Meridional, en conjunto, la serie estratigráfica mesozoica, precenomanense tiene un espesor aproximadamente triple que en la Unidad Septentrional.

Esto significa que con posterioridad al Bajocense y antes del Cenomanense, después intentaré precisar más esta edad, la base de la cuenca mesozoica no se comporta al unísono en la zona que hoy ocupa la Unidad Septentrional y en aquella en que se depositaron los materiales de la Meridional. De una forma general, la primera tiene una tendencia relativa a la elevación y la segunda a la subsidencia, lo que implica un balance depósito-erosión, negativo en la Septentrional y positivo en la Meridional. En conjunto la zona septentrional se comportó durante una o varias épocas como zona emergida, formando parte de un conjunto mayor de similares características que se extendería hacia el WSW hasta Monte Caro y Beceite (CANEROT 1967,68y COMBES 1969) y hacia el ENE hasta las inmediaciones de Salou-Tarragona, donde precisamente el Paleocabo de Salou de LLOPIS(1947) o umbral-islote de Salou (ESTEBAN 1973) constituiría el borde NE, y relativamente "estable" de la zona septentrional con tendencia relativa a la elevación.

El aumento de la potencia del Cretácico inferior hacia el S y SSE, lo interpreto como el resultado de la subsidencia del zócalo paleozoico en dicho sentido. La subsidencia

cia y el consiguiente aumento de potencias se produce según unas alineaciones de dirección WSW-ENE , o algo más tendidas al Este. Estas alineaciones son sensiblemente paralelas a algunas de las principales estructuras de la región, como son el corrimiento de Tivissa-Lliabería, los cabalgamientos y las estructuras de plegamiento más tendidas.

Las zonas en las que la cobertera se adaptaba a las inflexiones o fracturas del zócalo, que producían la subsidencia diferencial de la cuenca hacia el ESE y SSE, podrían quedar debilitadas y ser foco de localización y alineación de estructuras durante los esfuerzos tectónicos. Quizás la franja de dirección WSW-ENE que va desde Cabrafiga hasta Benifallet, en la que se sitúa al frente de la Unidad Meridional y que es de elevada complejidad tectónica, puede haberse localizado por dicha causa. Sobre todo, esta subsidencia diferencial del zócalo, que implica una variación en la potencia de la cobertera, ha condicionado una estructura de la misma más solidaria con la del zócalo en la Unidad Septentrional, que en la Meridional, donde puede considerarse relativamente independiente.

Respecto a la influencia de las fallas inversas de zócalo en la cobertera, he hablado suficientemente en apartados anteriores.

Quedan aún dos problemas importantes: el de las fallas de desgarre y los grandes basculamientos hacia W u WSW.

Las fallas de desgarro de dirección  $N 20^{\circ} W$  han surgido en el zócalo y han afectado como tales a la cobertera en la Unidad Septentrional, donde ésta es menos potente. Sin embargo, en la Meridional, un hipotético desgarro de la misma dirección y sentido, no se ha manifestado como tal en la cobertera, ha habido despegue de ésta y solo una distorsión de las estructuras.

La hipotética falla de desgarro del Pla del Burgar, de dirección  $N 20^{\circ}-25^{\circ} W$ , habría afectado a la cobertera, pero no generando determinadas estructuras sino cortando y desplazando las preexistentes.

Por último, la basculación que manifiesta hacia el Oeste, tanto la cobertera del Bloque Tivissa-Vandellòs, como la del Bloque del Cardó es producto indiscutible de una basculación de bloques del zócalo en dicho sentido.

### 3.8.3.- TECTOGENESIS Y CRONOLOGIA DE LOS ACCIDENTES

Analizados los rasgos estratigráficos en las estructuras tectónicas, y ayudado por los conocimientos que se tienen de otros sectores próximos de los Catalánides y el Maestrazgo, expondré de forma esquemática, cual ha podido ser, a mi juicio, la evolución tectónica de la región estudiada. He reconocida las siguientes etapas.

1.- La manifestación más temprana de una inestabilidad tectó

nica regional la reflejan las dolomías brechoides del Lias. Son productos resultantes de un movimiento tectónico de gran radio.

De todas formas, esta manifestación tectónica, sería aquí leve y, desde luego, la zona tendría un comportamiento de conjunto, pues no se ven ningunas estructuras de fractura o flexión que afecten al yacente de las dolomías brechoides y sean fosilizadas por ellas.

2.- Suaves movimiento epirogénicos que afectan a un sector -- mucho más amplio que la región estudiada, son los responsables de los cambios bruscos en la sedimentación durante el Lias medio y Dogger inferior. Entre el depósito de las calizas y margas pliensbachenses y el de las calcarenitas toarcienses ocurre un movimiento epirogénico positivo. Entre estos y el Dogger inferior se produce un movimiento de signo contrario.

3.- La probable laguna estratigráfica que afecta al Calloviense superior y Oxfordense inferior puede explicarse igualmente por procesos resultantes de movimientos epirogénicos. De acuerdo con BULARD (1972), es correlacionable con la discontinuidad entre Calloviense y Oxfordense, que afecta a la mayor parte del dominio Ibérico, CANEROT (1971), BULARD et al. (1971) BULARD (1972), y al Mastrazgo nororiental BULARD (1972).

4.- Es muy probable que con posterioridad al Kimmeridgense in

ferior y antes del Portlandense \* ocurra un movimiento ascensional que afecte a toda la región estudiada . Este movimiento tiene como consecuencia la erosión de parte de los materiales del Malm, de forma que las dolomías del nivel  $J_3$  reposan discordantemente sobre términos de diferente edad dentro del Malm. Esta hipótesis viene corroborada por la presencia local de residuos lateríticos sobre la superficie de erosión.

El que solo haya observado estos hechos en dos sectores del Bloque del Cardó, me impide darle un valor regional cierto a dicho movimiento.

Según explico en 2.1.6.12 el que no haya observado la superficie de discordancia en otros sectores no significa necesariamente, que no exista en ellos. Por el contrario, me inclino a favor de que haya sido borrada o "difuminada" - por la dolomitización posterior(¿podría relacionarse esta discordancia con la "discordancia erosiva jurásica en los Catalánides" de ESTEBAN y JULIA 1973 y que ESTEBAN (1973) correlaciona con el hiatus de la base del Malm en la Ibérica?).

---

\* Admitiendo que las calizas basales del tramo que he denominado nivel inferior, dentro del Cretácico inferior, pertenecen en parte a dicho piso. Según SOLER, CLAVELL y BOADA (AUXINI) y MARTINEZ (PETROFINA) en ESTEBAN (1973).

5.- La ausencia de materiales del Cretácico inferior en la Unidad Septentrional y su gran desarrollo en la Meridional, unido al acuñamiento hacia el NNE que sufre, parte de dichos materiales dentro de la última Unidad, indica que en este tiempo debió ocurrir una marcada subsidencia diferencial en la cuenca, que es mayor hacia el SSW. Esta subsidencia diferencial es el resultado del hundimiento paulatino de grandes bloques del zócalo.

La interpretación de la ausencia del Cretácico inferior en el sector Norte es comprometida. En parte se debería a no depósito, como lo indica el acuñamiento de determinados niveles en el sector meridional, pero es posible que en la transgresión del Barremense superior y Aptense llegaran a depositarse algunos sedimentos que fueron erosionados en una posterior elevación del conjunto septentrional. Esta elevación, o más probablemente elevaciones, de la zona septentrional, durante el Cretácico inferior y quizás Malm superior (?), son desde luego indiscutibles. Esto puede afirmarse con seguridad puesto que de ella fueron erosionados los depósitos del Malm, parte de los del Dogger y, en algunos puntos, hasta los del Toarciense. Esta elevación es el resultado del movimiento ascensional de bloques del zócalo.

Puede resumirse diciendo que durante parte del Cretácico inferior y quizás Malm superior (?) ocurren movimientos diferenciales en grandes bloques o zonas del zócalo. Mientras que en conjunto en el ámbito ocupado por la Unidad Meridional predomina el hundimiento, en el ámbito septentrional priva la elevación de los bloques del zócalo. Esto no im

plica que dichos movimientos fuesen continuados y siempre en sentido opuesto en ambos dominios, simplemente refleja los resultados finales de conjunto.

La superficie de discordancia en la Unidad Septentrional queda fosilizada por los materiales de facies Utrillas.

6.- Con el Cenomanense se inicia una nueva transgresión, fuerte aunque más bien breve. Los sedimentos de esta edad cubren la facies Utrillas de la Unidad Septentrional.

7.- Hasta el Maastrichtiense, que son los materiales preorogénicos más jóvenes datados con relativa seguridad, han privado los movimientos verticales, que han producido transgresiones de diferente magnitud regional, así como dentro de la zona estudiada, una subsidencia muy marcada hacia el SSE, por hundimiento de bloques o zonas del zócalo en ese sentido.

8.- La etapa orogénica de compresión en sentido aproximado SSE-NNW, quizás algo más tendido hacia el N. La ausencia de materiales terciarios dentro de la zona estudiada, solo hay un retazo de arcillas yesíferas posiblemente paleógenas (facies Garumniense(?)), me impide hacer una datación precisa de los accidentes orogénicos. Me ayudaré en este aspecto de los datos regionales.

Los efectos de la compresión son diferentes en el zócalo (al menos donde éste aflora) y la cobertera. En el primero son fracturas y a lo sumo arqueamientos de radio me-

dio. La cobertera adopta una estructura tanto más independizada del zócalo cuanto más hacia el Sur (mayor potencia de la misma), ayudada por los niveles de despegue triásicos. En el extremo septentrional la estructura de la cobertera es fiel reflejo de la del zócalo o a lo máximo es diferente pero producida por la fracturación de éste. Hacia el Sur se repliega y cabalga con independencia e incluso llega a producirse el despegue y corrimiento de la Unidad Meridional. Además, se observa claramente la nítida diferenciación de pisos tectónicos dentro de la misma, tanto más diferenciados y numerosos cuanto mayores son los esfuerzos locales, en función siempre, claro está, de los posibles niveles de despegue.

La "colocación" del corrimiento de Llabería ocurre con posterioridad a la edad de las arcillas yesíferas posiblemente paleógenas. Después de él se produce la escama de la Ermita de Sta. Marina-Mas Riudoms.

El plegamiento progresa y se acentúa después de estos accidentes, produciéndose el resto de los cabalgamientos de la cobertera. Fuera de la región estudiada, el cabalgamiento de Salou, similar a alguno de los aquí existentes, afecta a un posible Eoceno y materiales de facies garumniense ESTEBAN (1973), y queda fosilizado por el Andaluciense, M.G.N, hoja de Tarragona (1973). Su edad, intra o post eocena(?) y pre andaluciense puede ser la misma para las estructuras similares de este sector.

Las fallas inversas de zócalo-cobertera, de acuerdo con los datos regionales, pueden ser cocenos.



Las fallas de desgarre han funcionado con posterioridad al plegamiento y los cabalgamientos, pues cortan y desplazan a dichas estructuras.

9.- Etapa de distensión en la que se crean fallas normales - sensiblemente paralelas a la dirección del plegamiento. También aparecen fallas normales oblicuas o transversales a la dirección de los pliegues.

Estas últimas pueden suponer, en parte, el rejuego como normales de fracturas creadas en la etapa de compresión con carácter fundamentalmente de desgarre.

En esta misma etapa ocurre la basculación de los bloques hacia el Oeste, que en parte puede ser originada por rejuego de fallas creadas en la etapa de compresión y en parte por otras, paralelas y muy próximas a las mismas, y producidas en la etapa de distensión.

La etapa de distensión, según los datos regionales, es muy manifiesta desde la base del Mioceno.

# PALEOGEOGRAFIA

En el presente capítulo expondré la evolución paleogeográfica ocurrida en la zona estudiada, a lo largo del Mesozoico. Esta evolución la he deducido de la visión de conjunto de las características lito-bio y cronoestratigráficas de los materiales que afloran en la región estudiada.

Para que las conclusiones puedan tener mayor amplitud regional y en su caso mayor precisión, tendré en cuenta las deducciones obtenidas por otros autores del estudio de zonas adyacentes. A la vez servirá para contrastar y discutir la correspondencia de sus interpretaciones con las propuestas por mí.

#### 4.1.- TRIASICO

Los términos Buntsandstein, Muschelkalk inferior, Muschelkalk medio, Muschelkalk superior y Keuper los utilizo eminentemente en un sentido de unidad litoestratigráfica.

#### 4.1.1.- BUNTSANDSTEIN

En los albores del Mesozoico la región estudiada, al igual que el resto del ámbito hoy ocupado por las Cordilleras Catalanas, se encontraba emergida. La fuerte erosión producida durante el pérmico, o parte de él, ha dejado un país casi peneplanizado, que favorece la instalación de un régimen fluvial de especiales características, en el que se originan los conglomerados basales y las areniscas del Buntsandstein. Son, probablemente, cursos numerosos y de no largo recorrido que divagan en el espacio y en el tiempo, en razón del escaso relieve y pendientes, cubriendo con sus aportes, una amplísima extensión y produciendo un fuerte retrabajamiento de los mismos. Las paleocorrientes parecen indicar que su procedencia fundamental oscilan entre el NE y NW.

#### 4.1.2.- MUSCHELKALK INFERIOR

La dolomitización secundaria ha borrado en gran parte la mayoría de las características texturales y estructuras, primarias, que son unos de los criterios para deducir el medio de depósito de los materiales de este nivel. No obstante, donde éstas se conservan parecen corresponder a un medio de sedimentación intermareal y/o de "lagoon". Esta interpretación está totalmente de acuerdo, y en parte en ella me baso, con el ambiente de sedimentación del Muschel-

kalk de la Ibérica, según FREEMAN (1972). El Muschelkalk inferior supone por lo tanto una débil transgresión que, ha sido capaz de alcanzar a toda la zona en cuestión, y gran parte del resto de los Catalánides, más por la débil pendiente y relieve de la zona antes emergida que por un fuerte descenso relativo de la misma.

#### 4.1.3.- MUSCHELKALK MEDIO

En 2.1.3.4 expongo las razones que dificultan con el tipo y extensión del estudio por mí realizado, la deducción del medio de sedimentación del "tramo rojo del Muschelkalk". VIRGILI(1958), apoyándose en el tipo de minerales de las arcillas lo interpretó como un medio marino poco profundo, ubicado en el borde de un continente con relieve suave. Es extraño desde luego, que no haya encontrado<sup>en</sup> ningún caso marcas de sedimentación que permitan pensar en un submedio ni siquiera de transición marina.

#### 4.1.4.- MUSCHELKALK SUPERIOR

El medio sedimentario que existía en la región, durante el depósito de los materiales del Muschelkalk superior, de acuerdo con su fauna, litología y estructuras primarias era claramente marino, aunque probablemente sin llegar a ser de profundidad. Cabe pensar que se tratase de una plataforma car

bonática somera, con aporte de material detrítico fino que, posiblemente, quedaba fuera del agua esporádicamente. De todas formas el medio es claramente más marino que el reinante en esta región durante el depósito del Muschelkalk inferior.

#### 4.1.5.- KEUPER

El tránsito entre la facies calcáreo margosa del techo del Muschelkalk superior y la facies arcillosa del Keuper manifiesta rasgos de regresividad. Poco a poco, la cuenca adquiere características continentales. Esta, a deducir por la textura y estructura de los sedimentos, no posee propiedades marinas claras. Ello no impide que se hallara relacionado a una mayor o menor distancia con el mar.

Las observaciones que he realizado hablan en favor de una cuenca continental, en relación con un relieve extraordinariamente suave, en la que se depositaban detríticos finos y, en pequeñas cuencas de tipo lagunar, evaporitas. En esta cuenca o inmediaciones de la misma se produjeron localmente manifestaciones volcánicas que perturbaron la homogeneidad del relieve. La erosión de estas masas volcánicas suministra materiales detrítico groseros, capaces de rellenar pequeños canales de tipo fluvio torrencial.

#### 4.2.- JURASICO

Durante el Jurásico el medio de sedimentación es evidentemente marino y las facies fundamentalmente carbonatadas. A lo largo de los tiempos jurásicos las facies varían en profundidad, lo que supone cambios paleogeográficos. En conjunto y al menos hasta el Kimmeridgense, estas variaciones afectan por igual a toda la región estudiada, no individualizándose dentro de ella submedios nítidamente diferentes.

##### 4.2.1.- LIAS

Como indicaba en 2.1.6.12 el límite Triásico-Jurásico no lo he podido caracterizar paleontológicamente, por tanto las dolomías estratificadas del nivel  $L_1$ , superpuestas a la facies arcillosa y/o carniolar, las incluyo dentro del Jurásico por dar comienzo un nuevo ciclo sedimentario.

Hecha esta aclaración puedo decir que al comienzo del Lias la cuenca se hace ligeramente más subsidente que durante el Triásico. Se inicia la transgresión jurásica. En toda la zona estudiada existe un medio marino, de alta energía en algunas ocasiones, pero situado en las inmediaciones de la línea de costa, como se deduce de la litología y especialmente de las estructuras sedimentarias primarias.

El medio marino continua probablemente durante el depósito de las brechas dolomíticas liásicas como lo prueba la existencia, en este complejo nivel, de paraconglomerados (?) y niveles "slumpizados", aunque también son frecuentes las superficies erosionales que pueden indicar emersiones esporádicas (?).

Después de la sedimentación de la masa brechoide y al menos hasta el inicio del Pliensbachense, el medio es marino muy tranquilo y de poca profundidad, como lo demuestran las facies de calizas micríticas. Se hace quizás algo más profundo durante el Pliensbachense inferior, que es cuando aparecen, aunque localmente, los primeros Ammonites.

Durante el Toarciense el medio es bastante homogéneo para toda la región estudiada. El Toarciense inferior y medio, calcarenítico, es de medio marino muy bien desarrollado, pero muy proximal.

En el Toarciense superior y en la base del Bajocense inferior, la condensación de fauna, y especialmente el fuerte desarrollo de oolitas ferruginosas, practicamente en toda la zona estudiada, indica o un ralenti en la subsistencia, o una disminución de la columna de agua, o un paro en la sedimentación. El hecho de que solo haya podido datar el Aalenense en dos puntos de la zona, puede implicar también la existencia de corrientes que barrían los fondos.



#### 4.2.2.- DOGGER Y MALM

Como indicaba en el apartado anterior, entre el final del Lias y el inicio del Dogger, no hay una variación del medio, ni de las características del mismo dentro de la zona estudiada. Estas características varían en el transcurso del Bajocense inferior.

Durante el Bajocense inferior (parte alta), medio y superior, el ambiente sedimentario es netamente marino, de plataforma continental; ésta se caracteriza por su homogeneidad en todo el sector estudiado.

En la Unidad Septentrional no se encuentran materiales jurásicos superiores al Bajocense.

En la Unidad Meridional, desde el Bathonense hasta el Calloviense inferior, el medio continua siendo marino y de plataforma continental.

La posible laguna estratigráfica del Calloviense superior y Oxfordense inferior, según los datos que poseo, no cabe explicarla por una emersión de la zona estudiada durante este tiempo, sino más bien por un paro o retracción en la sedimentación y/o barrido de los sedimentos por corrientes, pero muy probablemente sin que el medio marino llegase a desaparecer de la región, aunque variaran sus características.

La duda sobre la existencia de esta laguna, por

lo menos localmente, viene apoyada, como comentaba en 2.1.6.12, por la existencia de un ejemplar de Brightia, cuya determinación considero dudosa. En el caso de ser cierta, indicaría la presencia de materiales del Calloviense superior u Oxfordense inferior. También cabe la posibilidad de que durante este tiempo la sedimentación fuera escasa y no fosilífera.

Durante el Oxfordense superior y al menos hasta el Kimmeridgense inferior el medio es marino de plataforma continental.

La ausencia de materiales, de parte del Bajocense, del Bathonense, del Calloviense inferior, del Oxfordense medio-superior y al menos Kimmeridgense inferior, en la Unidad Septentrional, no debe explicarse por una falta de depósito o emersión en esta época. Estimo que se depositaron y en un medio igual, o al menos similar, al existente en la Unidad Meridional, siendo erosionados en una elevación posterior de la región septentrional. Esto se apoya en que el Bajocense y en parte el Toarciense, son progresivamente sesgados por un bisel erosivo, que profundiza "relativamente" en la serie septentrional hacia el Norte, sin que se observe ningún cambio en sus facies. Además, las facies claramente marinas del Bathonense, Calloviense inferior, Oxfordense medio-superior y Kimmeridgense inferior en la Unidad Meridional, no preludian ninguna variación fuerte y "rápida" de los mismos hacia el Norte.

Con posterioridad al Kimmeridgense inferior y al menos antes de parte del Portlandiense, el sector correspon--

1402

diente al Bloque del Cardó, y probablemente toda la región es estudiada emergió y quedó en régimen continental sufriendo una fuerte alteración y erosión como lo prueban los residuos lateríticos en el contacto, en este caso claramente discordante, entre las calizas del Oxfordense y/o Kimmeridgense y las dolomías masivas suprayacentes.

La fuerte dolomitización sufrida por los materiales supra Kimmeridgense inferior, no me permite deducir cual era el medio existente en la región estudiada, durante el tiempo que éstas representan. Es claro desde luego, que la zona se veía sometida a frecuentes periodos de emersión, como lo demuestran las numerosas superficies de erosión, costriñidas e incluso con restos lateríticos, que existen en este nivel. Es muy probable que el claro medio marino reinante durante el Dogger y parte del Malm, se abandone definitivamente tras la emersión post Kimmeridgense inferior y que la transgresión subsiguiente solo permita la instalación de un medio de transición o muy poco marino, como el existente en el tramo calizo inferior del Cretácico inferior, cuya base puede, al menos localmente, pertenecer al Portlandiense o parte de él.

Si así es, durante el Jurásico terminal se depositan calizas micríticas con Dasicladáceas y Carofitas que indican que el medio en la Unidad Meridional era de transición (lagoon) y correspondía a plataformas muy amplias y regulares que se extendían hacia el Maestrazgo nor-oriental.

### 4.3.- CRETACICO

#### 4.3.1.- NEOCOMIENSE-APTENSE

El Cretácico inferior tan sólo está representado en la Unidad Meridional. En la Septentrional sobre los materiales del Lias y/o Bajocense, yacen, discordantemente, los materiales de facies Utrillas.

Es difícil saber con exactitud si en la Unidad Septentrional nunca hubo sedimentos del Cretácico inferior, o si éste se depositó en parte y fue posteriormente erosionado. Sin embargo, el escaso y a veces nulo carácter marino de las facies del Cretácico inferior de la Unidad Meridional, así como el adelgazamiento que sufren dichos materiales hacia el Norte, en el Maestrazgo nordoriental, COMBES (1969), y la existencia en ellos de niveles de emersión, hace pensar que la Unidad Septentrional pudiera estar emergida al menos durante amplios periodos del Cretácico inferior.

En el dominio de la Unidad Meridional al iniciarse el Cretácico medio en ella existente, es prácticamente el mismo que durante el Portlandiense (hay que recordar que me refiero a una zona situada hacia el SSE de la posición que hoy ocupan los materiales de dicha Unidad, puesto que ésta ha sufrido un desplazamiento hacia NNE, que por su extremo oriental tiene un valor mínimo de 10 km). Son facies

de calizas, muy ricas en Dasicladáceas y menos en Carofitas, formadas en un medio de transición (lagoon) muy extenso. Este medio pocas veces se hace claramente marino y cuando lo es, es muy efímero, en este caso viene marcado por las delgadas capas de Rudistas y/o Orbitolinas. Este tipo de sedimentación se prolonga por lo menos hasta el final del Barremiense.

En un momento de la sedimentación de este piso, la zona quedó emergida y sometida a una fuerte alteración. - Ello lo prueba la existencia en el sector NW de la Unidad Meridional de un potente nivel de lateritas y bauxitas bajo los materiales del Barremiense superior. Si bien este hecho sólo lo he observado localmente, ha sido reconocido también, en el Maestrazgo nordoriental, COMBES (1969) y en el sector Cap de Salou - Tarragona, ESTEBAN (1973).

Tras la emersión intrabarremiense la zona queda nuevamente en un medio bastante similar al anterior pues continúa la alternancia de calizas y margas con Dasicladáceas, Miliólidos, Carofitas y Ostrácodos, medio de lagoon, con niveles de Rudistas, Ostreas y/o Orbitolinas de carácter más marino.

Durante el Aptense el medio es claramente más marino. Esto ha sido observado solamente en la zona de la costa (Punta de L'Aliga, sector que por el momento no ha sido estudiado detalladamente). Aquí abundan las facies arrecifales de Rudistas, facies ricas en Orbitolinas y facies margosas, más distales, con Ammonites.

De lo expuesto en este apartado se puede concluir:

1º.- El ámbito que ocupaba la Unidad Meridional constituyó una zona fuertemente subsidente durante el Portlandense y Cretácico inferior, como lo prueba la gran potencia (más de 900 m en la zona de Perelló) de los materiales de esa edad con facies - generalmente muy someras. Hacia la mitad del Barremiense quedó al menos localmente emergida. Algunas emersiones de menor magnitud y más locales pudieron ocurrir en otros momentos.

2º.- La Unidad Septentrional podría representar una zona con subsidencia muy pequeña y depósito muy escaso, que era fácilmente erosionado en los periodos de emersión observados en la Unidad Meridional. La erosión, en estos periodos, progresaría incluso en los materiales del Jurásico superior. Cabe, no obstante, suponer que la tendencia general fuese a la elevación y que estuviese durante gran parte del Cretácico inferior emergida y sometida a erosión. Siendo, a lo sumo, área de sedimentación en la transgresión Barremiense y Aptense y, nuevamente erosionada durante parte, o todo, el Albense.

Esta región enlazaría hacia el WSW con la zona más septentrional del Maestrazgo nororiental que según COMBES (1969) y CANEROT (1967,68) tiene características similares.

3º.- Esta diferencia tan enorme de potencia que presentan entre sí los materiales cretácicos de ambas Unidades (ahora adyacentes) <sup>se explica</sup> al reintegrar la Unidad Meridional a su posición original (un "mínimo" de 10 km hacia el SSE de su actual posición).

Queda un espacio, que es el que existía entre la Unidad Septentrional y el ocupado por la Unidad Meridional, antes de su desplazamiento, del que no tenemos datos tangibles de la serie estratigráfica jurásico-cretácica que tuviera. Estas características son, sin embargo, razonablemente interpolables entre los que tienen las mencionadas unidades. Los materiales de esta región "intermedia" están parcialmente representados en los isleos tectónicos de Llaberia, pero en ellos tan solo se conservan materiales del Trias y de la extrema base del Lias.

4.3.2.- SOBRE EL "PALEOCABO DE SALOU-TARRAGONA"

Los hechos expuestos hasta ahora en el presente capítulo se pueden resumir en:

a.- En conjunto, en el dominio de la Unidad Meridional prevaleció la fuerte subsidencia durante el Cretácico inferior, lo que permitió un gran acúmulo de sedimentos. Aunque hubo - algún periodo de emersión y erosión, el balance definitivo - sedimentación-erosión, al menos hasta el Aptense, fue altamente positivo.

b.- Por el contrario el dominio de la Unidad Septentrional - tuvo en conjunto durante este tiempo una tendencia diferente y al menos durante amplios periodos, opuesta. De forma que, aunque hubiera etapas de subsidencia y depósito, el balance definitivo sedimentación-erosión fue altamente negativo.

c.- La zona intermedia entre ambos dominios puede considerarse, sin mucho atrevimiento, que tendría unas condiciones intermedias.

d.- Esto supone que de forma general, en la actualidad y hacia el Sur, la potencia de la serie Jurasico-Cretácico inferior es cada vez mayor, porque en ese sentido, existen más términos de la serie y son algo más potentes, al menos los del Cretácico inferior.

e.- Los materiales de la Unidad Meridional están hoy desplazados hacia el NNW en un espacio mínimo de 10 km, yuxtaponiéndose con los de la Unidad Septentrional.

La existencia del umbral, e incluso cabo de Salou Tarragona de dirección NNW-SSE, propuesto por LLOPIS (1947) y admitido en la Hoja de Tarragona del M.G.N.(1973) y modificado a "plataforma estable", de igual dirección, por ESTEBAN (1973), se ha basado en la correlación de la serie jurásico-cretácica de este sector, con la de otros situados al NE y SW del mismo. En efecto, a ambos lados del supuesto umbral o plataforma estable, las series son más potentes. Por lo que a mi estudio respecta, solo me incumbe la correlación que han efectuado con los sectores situados al Oeste del indicado umbral, pues se trata de la zona por mí estudiada.

Los mencionados autores han realizado la correlación de la serie de Salou, con las de Vandellòs o Tivissa, por ejemplo, desconociendo o ¿subvalorando? que estos materiales no se encuentran en su posición primitiva, sino que -



están fuertemente desplazados hacia el N-NNE, cosa que no ocurre, según la geología por todos ellos propuesta, para el sector de Salou. Por ello, creo, que la existencia del umbral o plataforma estable, con la dirección y características por ellos propuesta, necesita de una revisión, al menos por lo que respecta a su borde occidental.

La correlación de series, para intentar una reconstrucción paleogeográfica, no puede realizarse directamente sin antes restituir a su "mínima" posición original a los materiales de la serie de Vandellòs o Tivissa, o cualquier otra del conjunto desplazado.

Teniendo en cuenta que, para la región por mí estudiada, la serie jurásico-cretácica es más potente en el sentido S-SSE, aunque también es apreciable un aumento bastante más débil en el sentido W-WSW (este hecho lo interpreto principalmente por subsidencia del bloque del zócalo hacia el S-SSE, a la vez que basculan algo hacia el W-WSW), con quien cabría correlacionar correctamente la serie de Salou<sup>92</sup> con la que existiría en la zona "intermedia" situada entre las Unidades Septentrional y Meridional, o bien con la serie del borde Sur de la Septentrional, pues son las que están alineadas según una dirección perpendicular a la de máximo aumento de la potencia de las series.

La serie de la región "intermedia" existente primitivamente entre las Unidades Septentrional y Meridional, no la conocemos. Correspondería a la de los isleos tectónicos de Llaberia y en ellos solo permanece el Triás y parte de

las dolomías brechoides .

Respecto a la correlación de la serie de Salou - con la del borde Sur de la Unidad Septentrional, vemos:

a.- Que mientras que en Salou existe algo de Barremiense y - Aptense ( muy poco potentes), ESTEBAN(1973), en el borde Sur de la Unidad Septentrional no existe en absoluto el Cretácico inferior.

b.- El "hard-ground" prebarremiense superior se situa en Salou sobre un posible Oxfordense, ESTEBAN(1973). En el borde meridional de Llaberia, la facies Utrillas se situa directamente sobre el Bajocense.

Estos hechos no abogan en absoluto el que hacia el W-WSW de Salou la cuenca del Cretácico inferior fuera más subsidente que allí, en todo caso habría que considerarlo al contrario.

c.- La correlación de los términos jurásicos no tiene mucho valor por dos razones:

- En Salou no se ve el yacente de las dolomías brechoides "infraliásicas" (ESTEBAN, 1973 y Hoja de Tarragona M.G.N., 1973) y este nivel por tanto ya no sirve.

- En la Unidad Septentrional, el término jurásico más alto es el Bajocense. Es decir, quedarían para correlacionar parte - del Lías y Bajocense. De todas formas puedo decir, que las

calcarenitas toarcienses se mantienen practicamente con igual potencia y que a lo sumo se ve una pequeñísima disminución, en la Unidad Septentrional con relación al Cap de Salou, del Bajocense y quizás de los términos situados sobre las dolomías brechoides y bajo dichas calcarenitas.

La correlación de los términos jurásicos de Salou se puede hacer más claramente con los de la Unidad Meridional, es decir con los desplazados hacia el Norte. Haciendo esta correlación se comprueba que la disminución de potencia para el Jurásico de Tivissa o Vandellòs a Salou resulta bastante gratuita.

Con las dolomías brechoides se mantiene el mismo problema antes indicado. La correlación más precisa puede establecerse a partir de las calcarenitas toarcienses, inclusive.

Según ESTEBAN (1973), la potencia en Salou desde este nivel hasta el posible Oxfordense, situado bajo el "hard ground" prebarremiense superior, es de 165 m. Pues bien, en Tivissa, la serie jurásica desde el Toarciense, hasta el Kimmeridgense inferior, ambos inclusives, tienen 184 m, es decir solo 19 m más que en Salou y hay que tener en cuenta que aquí está representado el Kimmeridgense inferior. Por tanto, no observo tal disminución de potencia dentro de los términos correlacionables, entre la serie de Tivissa y Salou. (No he utilizado la de Vandellòs porque es algo más incompleta, sin embargo pueden compararse los gráficos de correlación y ver que, para los niveles mencionados, no hay variaciones muy manifies-

tas).

De todo lo expuesto se deduce que el umbral o paleocabo de Salou, de dirección NNW-SSE, o plataforma estable de igual dirección, según ESTEBAN (1973), queda indemostrado para el Cretácico inferior y por lo que su borde occidental se refiere. En el Jurásico y por ese mismo borde queda igualmente muy difuminado, prácticamente inexistente.

Por tanto, de acuerdo con los conocimientos que poseo de la zona por mí estudiada y con los datos que me suministran los estudios del área de Salou realizados por los autores antes mencionados, considero que el sector Salou-Tarragona, cabría interpretarlo más bien como el borde oriental de la franja de dirección W-WSW - E-ENE, intermedia entre la zona claramente subsidente, durante el Cretácico inferior, de Vandellòs-Tivissa-Perellò (situada en su posición original) y la zona septentrional: Llaberia y su prolongación hacia Beceite, con tendencia, en "conjunto" opuesta, durante ese mismo periodo.

También hay que considerar la comunicación entre las cuencas de Garraf y Vandellòs por el Norte del islote de la plataforma estable de Salou-Tarragona-Salomò, propuesta por ESTEBAN (1973). Hay que tener en cuenta que la cuenca de Vandellòs se situaba bastante más al Sur de donde hoy vemos los materiales en ella depositados y la nueva disposición y enlace paleogeográfico que propongo para el sector Salou-Tarragona. Por estas razones parece bastante improbable la mencionada comunicación como ha reconocido su autor en unos re-

cientes comentarios mantenidos al respecto.

#### 4.3.3.- ALBENSE-SENONENSE

Los afloramientos de sedimentos cretácicos superiores al Aptense, presentan una situación inversa a la que encontramos para los afloramientos Neocomiense-Aptense. En efecto los materiales albenses y del Cretácico superior han sido totalmente erosionados de la Unidad Meridional aflorando exclusivamente en la Septentrional.

-Durante el depósito de los materiales detríticos continentales de facies Utrillas, que por su posición en la serie estratigráfica (con realción al techo) pueden ser atribuibles de forma general al Albense y/o Cenomanense (?), todo el ámbito de la Unidad Septentrional se encontraba en régimen claramente continental.

El medio que existía en la Unidad Meridional, durante el depósito de este episodio detrítico en la Septentrional, no puede saberse con exactitud, por la ausencia en la misma de materiales cretácicos supraaptenses. Es posible, dado que la cuenca cretácica inferior se abría hacia el S y SSW que, al menos, parcialmente el Albense estuviera representado por materiales marinos, como ocurre en puntos del Maestrazgo y en algunos de la cuenca Salou-Garraf ESTEBAN (1973).

- Con el Cenomanense superior ocurre una marcada transgresión quedando sumergida y en un medio marino epicontinental la Unidad Septentrional. En este medio se depositaron calizas pelmicríticas y pelmicrosparíticas con Prealveolinas, precedidas de unos bancos dolomíticos.

Lógicamente, la Unidad Meridional se encontraría igualmente en medio marino aunque la erosión ha eliminado los sedimentos que lo prueben.

- Sobre las calizas con Prealveolinas, cenomanenses, existen calizas masivas, fundamentalmente biopelmicríticas y pelmicríticas que deben representar, al menos en parte al Turonense y que prueban que la región estudiada continúa en medio marino durante esta época, (por comparación con el área de Salou-Tarragona, ESTEBAN, 1973).

- Los afloramientos de materiales Senonenses son bastante restringidos. Quedan relegados a la parte central de la Sierra de Llaberia (U. Septentrional) y muestran un cambio de facies de Sur a Norte.

Hacia el Sur es una alternancia de calizas glauconíferas con margas y arcillas, con abundantes restos de Rudistas muy probablemente maastrichtienses, Corales, Gasterópodos y Miliólidos.

Durante este tiempo y para ese sector el medio era marino y bastante somero y proximal, afectado por esporádicas emersiones.

Hacia la parte superior abundan fundamentalmente los Gasterópodos, Miliólidos, y Carofitas. El medio es - menos marino, practicamente de transición.

Estos niveles marinos y de transición, maastrichtienses(?), hacia el Norte pasan a dolomías y calizodolomías conglomeráticas intraformacionales, con intercalaciones de arcillas blanquecinas y rojizas que en conjunto podrían corresponder a la transición a una facies típicamente Garummiense. Por tanto, hacia el Norte, el medio se hace más continental.

Sobre el nivel dolomítico conglomerático con intercalaciones arcillosas, antes mencionado, existen arcillas rojas con yesos que podrían, constituir una sedimentación de facies garummiense. Con las debidas reservas, puede atribuirse al Paleoceno (?), por correlación con la serie de Tarragona ESTEBAN (1973).

Estos son los materiales más modernos, excluyendo el pie de monte cuaternario, que existen "dentro" de la región estudiada.

En la Hoja de Tarragona del M.G.N.(1973) se menciona la existencia de Eoceno marino en la Sierra de Llaberia, (Unidad Septentrional). Como acabo de indicar, los únicos materiales superiores al Senonense, dentro de la región estudiada y precisamente en la Sierra de Llaberia, son las arcillas rojas con yeso y no creo que se refieran a ellas - como representantes de un Eoceno marino, así que discrepo de tal afirmación.

Dentro de la región estudiada no existen sedimentos posteriores a los mencionados y anteriores a los postorogénicos de la fase de compresión, y aún éstos se sitúan solo en los bordes de la misma. Así que no puede obtenerse con precisión la evolución paleogeográfica durante ese tiempo. Es posible que el dominio de la Unidad Septentrional quedase en régimen continental a partir del Cretácico superior, pero incluso como suposición es bastante atrevida, pues no hay argumentos en que basarse.

En la etapa de distensión, el mar plioceno invadió las áreas que quedaban hundidas, como por ejemplo el Valle inferior del Ebro (SOLE, MACAU, VIRGILI&LLAMAS, 1965 ; MALDONADO, 1972), sector que queda en los límites de la región estudiada.



**GEOLOGIA HISTORICA  
Y CONCLUSIONES**

## 5.- HISTORIA GEOLOGICA Y CONCLUSIONES

En este apartado pretendo dar un compendio resumido y ordenado cronológicamente, de los principales aspectos y etapas sedimentarias y tectónicas, que han afectado a la región estudiada durante el Mesozoico y en parte durante el Cenozoico. La historia, de los acontecimientos ocurridos durante este último, no puede ser detallada ni su datación correcta, por el relegamiento, a los bordes de la zona estudiada, de los materiales cenozoicos y aún en este caso, aflorando fundamentalmente los pliocuaternarios.

Los materiales paleozoicos del borde Sur del Priorat y extremo NE del Baix Camp de Tarragona, cuya continuación hacia el Sur constituye la base de la cobertura mesocenozoica por mí estudiada, fueron afectados por la Orogénesis Herciniana. En conjunto se presentan frente al periodo alpí-dico, en gran parte por sus importantes enclaves de rocas ígneas, con unas características de rigidez bien marcadas y también con una cierta anisotropía. Ambas características in

fluirán en el desarrollo estructural de ellos mismos y de la cobertera, durante la Orogénesis Alpídica, existiendo una clara individualización de un zócalo paleozoico y una cobertera meso-cenozoica.

1.- Sobre la superficie de erosión pretriásica y <sup>en</sup> un régimen continental se depositan los materiales detríticos del Triásico inferior. Las facies carbonatadas del Muschelkalk se originan en un medio intermareal y al o sumo de plataforma carbonática para el Muschelkalk superior, que supone transgresiones marinas débiles por su carácter, pero amplias por su extensión. Entre estas dos transgresiones marinas existe un periodo de regresión, con las mismas características apuntadas anteriormente, en el cual tuvo lugar la sedimentación del Muschelkalk medio. Las arcillas, yesos y carniolas de facies Keuper pudieron originarse en el medio continental.

2.- Durante el Triásico hay actividad ígnea. Se producen rocas volcánicas y/o subvolcánicas básicas, que en parte son erosionadas y pasan a formar parte del microconglomerado existente en la facies Keuper del Bloque del Cardó. Este hecho permite deducir que en esta época el zócalo tenía ya fracturas activas que permitían el ascenso de los materiales ígneos hasta la superficie o sus cercanías. Los movimientos que pueden ocurrir en el zócalo en este tiempo son de carácter epirogénico.

3.- Tras el depósito de los materiales de facies Keuper, la zona se encuentra en un régimen marino muy próximo a costas, que al menos local y temporalmente es de alta energía.

4.- Quizás desde el final del Trias y durante el Lias basal se depositan, en un medio marino, materiales carbonatados - que más tarde se brechifican y dolomitizan. Esta brechificación puede relacionarse con una cierta inestabilidad tectónica, producto de movimientos del zócalo de carácter epirogenético.

5.- Con el transcurso del Lias, el medio que continúa siendo marino y proximal, se hace muy tranquilo, depositándose calizas micríticas con episodios margosos en el Pliensbachense.

6.- En el Toarciense inferior y medio se depositan calcarenitas ricas en Braquiópodos, Lamelibranquios y Cefalópodos, que se originan en un medio litoral muy homogéneo para toda la zona.

7.- Los niveles oolíticos ferruginosos del Toarciense superior y base del Bajocense inferior, unido a la caracterización solo local del Aalenense, también oolítico ferruginoso, y a la condensación de estos pisos o parte de ellos, pueden indicar que durante este tiempo, la sedimentación es muy escasa o quizás en parte los materiales correspondientes han sido erosionados, o bien la acción de ambos fenómenos a la vez.

8.- Con el Bajocense inferior el medio sedimentario se manifiesta claramente transgresivo. Se forman calizas margosas y margas con abundante fauna de Ammonites, en un medio marino abierto.

9.- Las mismas características del medio se mantienen durante el Bathonense y Calloviense inferior, si bien los sedimentos son más calcáreos. Hacia el Oeste llegan a estar totalmente dolomitizados.

10.- Es muy probable la existencia de una laguna estratigráfica a nivel del Calloviense superior y Oxfordense inferior. A la misma conclusión llega para esta zona BULARD(1972). Esta laguna sería correlacionable con la que afecta en este periodo al dominio Ibérico y otros sectores peninsulares.

11.- El Oxfordense medio-superior y Kimmeridgense inferior, cuando es datable, está representado por calizas con intercalaciones margosas, propias de un medio marino de plataforma continental.

12.- Con posterioridad al Kimmeridgense inferior y antes del Portlandense (?) o Cretácico basal, la zona occidental de la región estudiada, y probablemente toda ella, queda emergida y sometida a erosión, originándose además una alteración laterítica muy marcada.

13.- Sobre diferentes niveles del Dogger o Malm, calizos, se sitúa una potente serie dolomítica masiva. La variabilidad cronológica de su yacente la explico por dos causas:

a.- Los materiales primitivos se depositaron sobre la superficie de erosión (al menos local) post-Kimmeridgense, que puede profundizar en unos sectores más que en otros.

b.- La dolomitización posterior ha acentuado esta variabilidad al profundizar diferentemente en la serie.

El medio de depósito de los materiales dolomíticos "post Kimmeridgense inferior" es muy difícil de deducir por la fuerte dolomitización. La presencia de frecuentes superficies de erosión algunas de ellas con productos lateríticos, indica emersiones esporádicas. Este hecho, unido a que estos materiales, al menos por su parte superior proceden de la dolomitización de calizas de un medio de "lagoon", me induce a pensar que, probablemente, el ambiente claramente marino del Dogger y parte del Malm, no vuelva a recuperarse en el Jurásico tras la emersión, al menos local, post Kimmeridgense inferior.

14.- Durante el Portlandense (?) o Cretácico basal los dominios de la Unidad Meridional denotan una fuerte subsidencia. Se originan depósitos muy someros, de "lagoon", que sin embargo pueden alcanzar una potencia superior a 200 m.

15.- El Cretácico inferior está representado exclusivamente en la Unidad Meridional. Es una serie calcárea margosa, con un tramo medio fundamentalmente margoso. Las margas sufren frecuentes cambios laterales a calizas. En ella se encuentra representado claramente el Barremiense. La mayor parte de estos sedimentos se han originado en un medio de "lagoon" e incluso lagunary (calizas y/o margas con Dasicladáceas, Miliólidos y Caraceas) en el que existen episodios marinos con Rudistas, Ostreidos y Orbitolinas. Estas intercalaciones son más frecuentes y potentes en la parte superior. La serie es más potente hacia el S y SW. En la zona de la costa se halla el Aptense y es claramente marino.

Durante el Barremiense ocurre una emersión, seguida

de una transgresión generalizada, que se acentúa en el Aptense.

16.- El caracter eminentemente somero, generalmente de medio de transición, de los sedimentos del Cretácico inferior, al menos hasta el inicio del Aptense, unido a la gran potencia de los mismos, indica que el ámbito de la Unidad Meridional - está sometido durante este periodo a una marcada subsidencia que es mayor, hacia el S y SW.

17.- La falta de sedimentos cretácicos infra albenses, en la Unidad Septentrional, no puede interpretarse con absoluta seguridad. Puede deberse a un depósito escaso y en su mayor parte a etapas de emersión en los que la erosión llega, en definitiva, a profundizar hasta el Lias superior.

18.- La subsidencia diferencial entre los ámbitos de la Unidad Septentrional y Meridional, e incluso la tendencia opuesta (elevación de la Septentrional), que han debido manifestar ambas, en amplios espacios del Cretácico inferior, es el resultado de fracturas o flexiones del zócalo. Está, por tanto, ligada a movimientos de grandes bloques del zócalo. Estos movimientos son de caracter epirogénico. El hundimiento parece ser que se realizaba en el sentido S-SSE y con una basculación, o mayor acentuación, hacia el Oeste. No podemos saber si esta tendencia continuó al menos durante parte del Cretácico superior.

19.- Durante el depósito de los materiales detríticos de facies Utrillas (Albense (?), Cenomanense inferior (?)) el do

minio septentrional está en régimen continental. Estos materiales se depositan discordantemente sobre términos del Lias superior y Dogger basal, cada vez más modernos hacia el Sur. En la Unidad Meridional no existen depósitos cretácicos superiores al Aptense. Es probable, de acuerdo con la mayor subsidencia de la cuenca hacia el S, que el Albense, al menos parcialmente, estuviese representado por sedimentos marinos, como ocurre en sectores del Maestrizo.

20.- El Cretácico superior se inicia con una marcada transgresión. Los dominios septentrionales quedan en régimen epicontinental, depositándose calizas durante el Cenomanense superior y Turonense (?). El ámbito meridional estaría también lógicamente en medio marino.

21.- En el Senonense el mar inicia una nueva regresión. Los materiales calizos y margosos con glauconita de facies marina muy proximal, (probablemente maastrichtienses), se hacen, hacia la parte superior, de medio de transición y hacia el Norte pasan a una posible facies garumniense.

22.- El cambio a medio continental s.l., iniciado localmente dentro de la Unidad Septentrional en el Senonense superior, pudo generalizarse para todo el dominio Norte, en el tránsito Cretácico-Paleoceno y en los comienzos de este último, de acuerdo con las arcillas rojas con yesos, que yacen sobre el Senonense, que corresponden a una facies garumniense, y con lo que ocurre en el sector de Tarragona, ESTEBAN (1973).

Dentro del área estudiada no existen materiales pre



orogénicos de compresión más modernos que los aquí mencionados.

23.- Inicio de la fase orogénica con una etapa claramente compresiva. Esta etapa, de acuerdo con los datos regionales es fundamentalmente intraeocénica, si bien algunos accidentes han podido iniciarse en el Paleoceno y otros continuar evolucionando o producirse, al menos durante el Oligoceno.

En el zócalo (al menos donde es visible) se producen fallas que afectan como tales a la cobertera así como algún arqueamiento de radio medio.

En la cobertera se distinguen dos Unidades tectónicas que coinciden, de una forma general, con los dos dominios estratigráficos definidos.

La Unidad Septentrional, estratigráficamente menos potente, tiene una estructura bastante influenciada por la del zócalo. Si bien también exhibe estructuras de plegamiento y cabalgamiento, propias e independientes del zócalo, originadas por despegue a nivel del Trias.

La Unidad Meridional, estratigráficamente más potente, tiene una estructura muy independiente de la del zócalo. Se caracteriza por su despegue a nivel del Trias y corrimiento hacia el N-NNW. Internamente tiene una estructura de plegamiento y cabalgamiento.

Es muy importante la individualización de diferen-

tes niveles o pisos tectónicos, de acuerdo con los virtuales niveles de despegue y la magnitud de los esfuerzos diferenciales. Existe por tanto una doble variación estructural, una en dirección transversal, NNW-SSE, y otra en sentido vertical. Los principales grupos de estructuras y su datación relativa son:

- Inicio del plegamiento y corrimiento de Llaberia, cuya colocación es post Maastrichtiense y posiblemente intrapaleocena - (?), aunque ha podido evolucionar algo más después.
- Escamas de cobertera de la zona Tunel de Fatxes-Sierra de Sta. Marina.
- Acentuación del plegamiento y producción de nuevos cabalgamientos en la cobertera.
- Actuación de las fallas de desgarre más importantes.

24.- Etapa de distensión desde principios del Mioceno segun datos regionales.

Se originan fallas normales paralelas o subparalelas a la dirección general de plegamiento y rejuegan, como normales, fallas producidas en la etapa de compresión con diferente caracter.

También en esta etapa se produce el basculamiento hacia el Oeste de grandes bloques, a favor de fallas que actúan como normales, siendo unas de ellas posiblemente preexistentes y otras de nueva creación, paralelas a las anteriores. El funcionamiento de algunas de las fallas de esta etapa (Valle inferior del Ebro) ha continuado durante el Plioceno.

## **BIBLIOGRAFIA**

B I B L I O G R A F I A (Citada en el texto)

ALMELA, A. (1956).- "El Cretáceo en España: El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana". Mem. I.G.M.E., vol. LVII, pp. 129-160.

ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935).- "Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens". Beitr. Geol. West. Mediterrangebiete n.17, Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math-Phys. Kl. 3F, H16, pp.16-98., 48 figs., Berlín. Traducido en Publ. Estr. Geol. España C.S.I.C. vol.III, pp. 1-93. Madrid, 1946.

BATALLER, J.R. (1920).- "Hallazgo de una Sutneria en el Jurásico de la Provincia de Tarragona". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., vol. XX, pp.177-181, 3pl. Madrid.

-(1922).- "El Jurásico de la Provincia de Tarragona". Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. (Junta Amp. Est. e Inv. Cientif.), serie Geológica, n. 29, 117 pp., 13 figs., 8 láms., 1 mapa. Madrid.

-(1923).- "Una Excursió geologica pels ports de Beceit". Butll. del Centre Excursionista de Catalunya N. 347, pp.5-12. Barcelona.

-(1926).- "Sur le Jurasique de la partie meridionale de la Catalogne (puertos de Tortosa)" Bull.Soc.Geol. Fr. ( 4<sup>a</sup> s.) vol. XXVI, pp.101-116, 2 figs. París.

-y GUERIN, M.(1930).- " Notes sobre el Triás de Barcelona i Tarragona". Butll. Inst. Cat.Hist.Nat., Vol.30 pp.81-84. Barcelona.

BATALLER, J.R. (1933).- "El Triasic Català". Butll.Soc.Ciènces Nat. "Club Montanyenc" Any III, 3<sup>o</sup>, n.13, pp.3-12, 2 láms. Barcelona.

- BATALLER, J.R. (1935).- "Reunió extraordinària a la comarca de Tortosa". Abril 1935. Institució Catalana d'Historia Natural, Geologia. Institut d'Estudis Catalans, pp. 11-19, 4 figs., 1 mapa geol. 1:200.000. Barcelona.
- (1935).- "Reunión extraordinaria de la Institució Catalana d'Historia Natural en Tortosa". Ibérica. Vol. XLIV, n. 1079, pp.40-48, figs. 15. Barcelona.
- (1947).- "Notas estratigráficas sobre Cardó" Anales Escuela Perit. Agrícolas y Sup. de Agricultura. vol. V VI, pp.309-323. Barcelona.
- (1950).- "Geognosia del Triásico español". Anales Escuela Perit. Agrícolas y Sup. de Agricultura, Vol. IX, pp. 193-219. Barcelona.
- (1954).- "Enumeración de las especies nuevas del Triásico y Jurásico de España". Estudios Geológicos, n.21, pp. 49-77. Madrid.
- BAUZA, F. (1876).- "Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida". Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, vol. III, pp. 120-123. Madrid.
- BELTRAN, F. (1915).- "Noticia de su excursión a la Tenencia de Benifasá, Fredes y Puertos de Beceite, Castellón y Tarragona". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Vol. XV, p. 428. Madrid.
- BOTELLA y de HORNOS, F. (1879).- "Mapa geológico de España y Portugal, 1:2.000.000". Madrid, 1879
- BOUROULLEC, J., CANEROT, J. y DERES, F. (1970).- "Données nouvelles sur le Néocomien et le Barrémien proparte de la Sierra de Valdanca (prov. Castellon, Espagne)". Bull. Centre

Rech. Pau-SNPA, vol. 4, n.2, pp. 431-451, 4 figs., 2 láms.

BULARD, P.F. (1972).- "Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)". Tesis, Niza. 2 Vols., 702 p., 39 pl., 100 figs.

BULARD, D.F., CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1971).- "Le Jurassique de la partie Orientale des Chaînes Iberiques". I Coloqui de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Cuadernos de Geología. vol. 2, pp. 333-344. Madrid, 1971

CANEROT, J. (1967).- "Découverte de l'Albien marin et paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)". C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., serie D, fasc. 5, pp. 182-183.

-(1967).- "Le Crétacé supérieur dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne)" C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., serie D, fasc. 8, pp. 345-346. Paris

-(1968).- "Sur la tectonique du Maestrazgo nord-oriental (Espagne) et ses relations avec la paléogéographie du Crétacé et du Tertiaire". C.R. Somm. Géol. Fr., serie D, fasc. 1, pp. 10-11.

-(1968).- "Sur le Crétacé de la région d'Ulldecona et ses variations dans l'extrémité méridionale des Chaînes catalanes (Espagne)". C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., serie D, fasc. 4, pp. 114-115.

-(1971).- "Le Jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (Province de Castellon): Stratigraphie et Paléogéographie". I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía de España. Cuadernos de Geología Ibérica, n. 2, pp. 323-332. Madrid.

CANEROT, J. (1973).- "Le Crétacé supérieur du Maestrazgo". I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. 13 p., 1 fig. Bellaterra-Tremp.

-y SOUQUET, P. (1972).- "Le faciès "Utrillas". Distinction du Wealdien et place dans la phrase d'épandages terrigènes albo-cénomaniens". C.R. Acad. Sc. Paris, serie D, t. 275, pp.527-530, 2 figs.

COLEMAN, M. (1969).- "Brahmaputra river: channel processes and sedimentation". Special Issue. Sedimentary Geology, vol. 3, n. 2/3, pp. 129-239.

COMBES, P. J. (1967).- "Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paleogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, vol. 264, pp. 703-706.

-(1969).- "Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, Languedoc et l'Ariège (France)." Tesis, Montpellier. Mém. C.E.R.G.H., vol. III,IV 375 p., 72 figs., 28 tabl., 16 láms, 1 mapa geol. Montpellier.

-GLACON, G. y GRAMBAST, L. (1966).- "Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne)". C.R.Somm. Soc. Géol. Fr., pp. 390-391.

COQUAND, H. (1863-1865).- "Monographie paléontologique de l'Ap-tien d'Espagne" Mém. Soc. Emul. Provence, vol. 3, pp.190-411. Marsella.

ESTEBAN, M. (1973).- "Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona)". Tesis Doctoral Universidad de Barcelona. 425

p., 43 figs., 17 láms. plegadas, 60 láms. fotografías.

FALLOT, J. y BATALLER, J.R. (1926).- "Sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellón (Espagne)". C.R.Acad. Sc., vol. CLXXXII, pp. 226-228

- (1927).- "Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y Maestrazgo". Mem. R. Acad. Cien. y Art. Barcelona, vol. XX, n. 8, 143 p., 45 figs., 7 lám.

FAURA y SANS, M. (1919).- "Una nova espècie d'equinit del Triàsic de la província de Tarragona". Com. verbal. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XIX, pp. 122-123. Barcelona

- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1921).- "Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la Chaîne de Cardó (Tarragona)". Bull. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXI, pp. 118-130, 2 figs., lám. VI-VIII. Barcelona.

- (1923).- "Fulla de Tortosa, mapa geològic de Catalunya a 1:100,000". Barcelona.

FONTBOTE, J.M. (1954).- "Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Lenedés con la cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro". Publicaciones del Inst. Geol., Universidad de Barcelona, n. 203, pp. 281-310, 5 figs.

- (1954).- "Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedés". Separata de Arrahona. Museo de la ciudad de Sabadell, pp. 3-37, figs. 6.



- FRAZIER, D.E. y Osanik, A. (1961).- "Point-bar deposits, old river Locksite, Louisiana". Trans. of the Gulf Coast Assoc. of Geol. Societies, vol. XI, pp. 121-137, 11 figs.
- FREMAN, T. (1972).- "Sedimentology and Dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain". AAPG Bull., vol. 56, n.3, pp. 434-453, 26 figs.
- GOGUEL, J. (1952).- "Traité de Tectonique". París
- GOMBAU, I. (1877).- "Reseña fisico-geológica de la provincia de Tarragona". Bol. Comp. Map. Geol. Esp., vol. IV, pp. 181-250, lám 1, mapa.
- HAHNE, C. (1930).- "Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona" Publ. Alm. Geol. España, vol. II, pp. 51-97, 6 figs., 1 mapa. (Traducción de: "Stratigraphische und tectonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)").
- (1933).- "Ein Geologischer Führer durch den nördlichen Teil des Súdaragonesischen-Katalonischen Mittelgebirges zwischen Ebro und Martínfluss und seiner Vorländer (Spanien)". Geol. Méditerranée Occidentale. vol. III, n. 13, part. III, pp. 1-52, 5 figs., 3 láms. Barcelona.
- HILLS, E.S. (1963).- "Elementos of Structural Geology" Ed. Methuen & Co. Ltd. London. pp.1-502.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1929).- Mem. Expl. del Mapa Geol. Hoja n. 522 (Tortosa).
- (1932).- Mem. Expl. Mapa geol. de la hoja n. 498 (Hospitalet).
- (1973).- Mapa geológico 1:50.000 y Mem. expl. de la hoja n. 473 (Tarragona)

JULIVERT, M. (1955).- "Geología de la Sierra de Miramar". Mem. y Com. de la Diputación Provincial de Barcelona, vol. XIII, pp. 79-121, 2 mapas pleg., 14 figs.

- (1967).- "La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del amto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España)". Trabajos de Geología, n. I, pp. 1-26, 3 figs., 1 mapa. Oviedo.

- (1971).- "Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain". Am. Journ. of Scienc., vol. 270, pp. 1-29, 7 figs.

KILIAN, W. y FALLOT, P. (1920).- "Sur l'existence et les faciès de diverses étages jurassiques dans la province de Tarragona (Catalogne)". C.R. Acad. Scien. Paris, vol. CLXXI, pp. 19-22.

LANDERER, J. J. (1872).- "Monografía paleontológica del piso Aptico de Tortosa, Chert y Benifasá".

- (1874).- "El piso Tenénico (o Urgo-Aptico) y su fauna". Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., vol. III, part. 3ª, pp. 345-386. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1947).- "Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides". Publ. Inst. Lucas Mallada del C.S.I.C., 372 págs., 40 figs., 18 láms., 1 mapa.

- y VILLALTA, J. F. (1935).- "Contribución a la fauna triásica catalana". Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXXV, pp. 51-62. Barcelona.

MAESTRE, A. (1863).- "Mapa geológico de España y Portugal, 1:2.000.000". Madrid.

- MALLADA, L. (1889).- "Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona". Boll. Comp. Mapa Geol. de España, vol. XVI, pp. 1-175, 7 figs., Mapa geol. Madrid
- (1891-1892).- "Sinopsis de las especies fósiles encontradas en España". Mem. Com. Map. Geol. Esp., vol. XVIII, pp. 1-253. Madrid
- MORENO DE CASTRO, E. (1969).- "Presencia de Nannoconus wassalli Bronnimann en el Aptense del Perelló, provincia de Tarragona (España)". Rev. Esp. Micropal., vol. I, n. 2, pp. 195-203, 3 láms.
- ORTI, F. (1970).- "Notas acerca de la prospección hidrogeológica realizada para el abastecimiento de la central nuclear de Vandellós (Tarragona)". Inst. Inv. Geol. Diputación de Barcelona, vol. XXIV, pp. 77-88, 3 figs. Barcelona.
- ROSELL SANUY, J. (1966).- "Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (zona de Beceite-La Cenia)". Estudios Geológicos, vol. XXII, pp. 171-179. 2 láms.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1948).- "Sobre unas erupciones volcánicas en el valle de Cosp (Cardó)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XLVI, n. 3/4, pp. 235-255, 6 fogs., láms. XIV-XIX. Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936).- "Algunos datos nuevos e interesantes sobre las rocas de los volcanes de Cataluna". Butl. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXXVI, pp. 116-125, 4 tablas. Barcelona.
- (1936).- "Estudio de las rocas eruptivas de España". Mem. Acad. Cien. Ex. y Nat. de Ma-

- drid., Ser. Ciencias, vol. VI, 660 p., 101 láms., 32 figs.
- SCHROEDER, R., CHAROLLAIS, J. y CONRAD, M-A. (1968).- Essai de biozonation au moyen des Orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France" C.R.Acad. Sc. Paris, ser. D, vol. 267, pp. 390-393.
- SMITH, N.D. (1972).- "Some Sedimentological Aspects of Planar Cross-Stratification in a Sandy Braided River". Journ. Sedimentary Geol., vol. 42, n. 3, pp 624-630
- SOLE SABARIS, L., MACAU, F., VIRGILI, C. Y LLAMAS, M.R. (1965).- "Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del bajo Ebro". Memorias y Comunicaciones, 2ª ser., vol. I, pp. 83-91, Barcelona.
- TEICHMULLER, R. (1933).- "Tafel und Faltenland im südlichen Katalonien" Nacht. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl. Traducido en Publ. Extr. Geol. Esp., vol. III, n. 16, pp. 293-297, 4 figs.
- TRILLA, J. (1971).- "Estudio hidrogeológico de la cuenca del Francolí: cronología de las aguas subterráneas". Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 218 p., 61 figs.
- VAN BEEK, J. L. y KOSTER, E. A. (1972).- "Fluvial and stuarine sediments exposed along the Oude Mas (The Netherlands)". Sedimentology, vol. 19, n.3/4, pp.237-256, 12 figs,
- VERNEUILL, COLLOMB y DE LORIERE (1864).- "Carte géologique de l'Espagne et du Portugal"
- VILASECA, S. (1920).- "Contribució a l'estudi dels terrenys triàsics de la província de Tarragona".- Treballs Museu Ciènc. Nat. Barcelona, vol. VIII, 66 p., 11 figs., 3 láms. Barcelona.

VIRGILI, C. (1954).- "Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Cretácico" R. Soc. Esp. Hist. Nat., pp.697-716, 3 figs. Madrid

-(1955).- "El tramo rojo intermedio del Muschalkalk de de los Catalánides". Mem. y Com. Inst. Geol. Provincial, vol. XIII, pp. 37-78, 3 figs. Barcelona.

-(1958).- "El Triásico de los Catalánides" Inst. Geol. y Min Esp., Vol. LXIX, 856 p., 92 figs., 7 láms. Madrid

-(1960-62).- "Le Trias du Nord-Est de l'Espagne". Mém. Soc. Géol. Fr., vol. I, pp. 301-311, 3 figs. Paris

-(1963).- "Le Trias du Nord-Est de l'Espagne". I Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrofes. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., n.15, pp.469-481, 5 figs.

WURM, A. (1920) .- "Quelcom sobre el Triàsic de la provincia de Tarragona". Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XX, pp. 163-166.

"Anteproyecto de transvase del rio Ebro a la Cuenca del Pirineo oriental" Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas. 1973.

MALDONADO, A. (1972).- "El Delta del Ebro". Bol. Estratigrafía, vol. I 474, 6 pl.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA  
DE BARCELONA  
BIBLIOTECA T-UAB/1088

REG. 75.169

SIG. 551.76(463.14)(CUB.S)  
Rob



