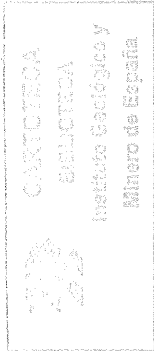


R.16278

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

## EXPLICACION

DE LA

HOJA N.º 848

# ALTEA

(ALICANTE)



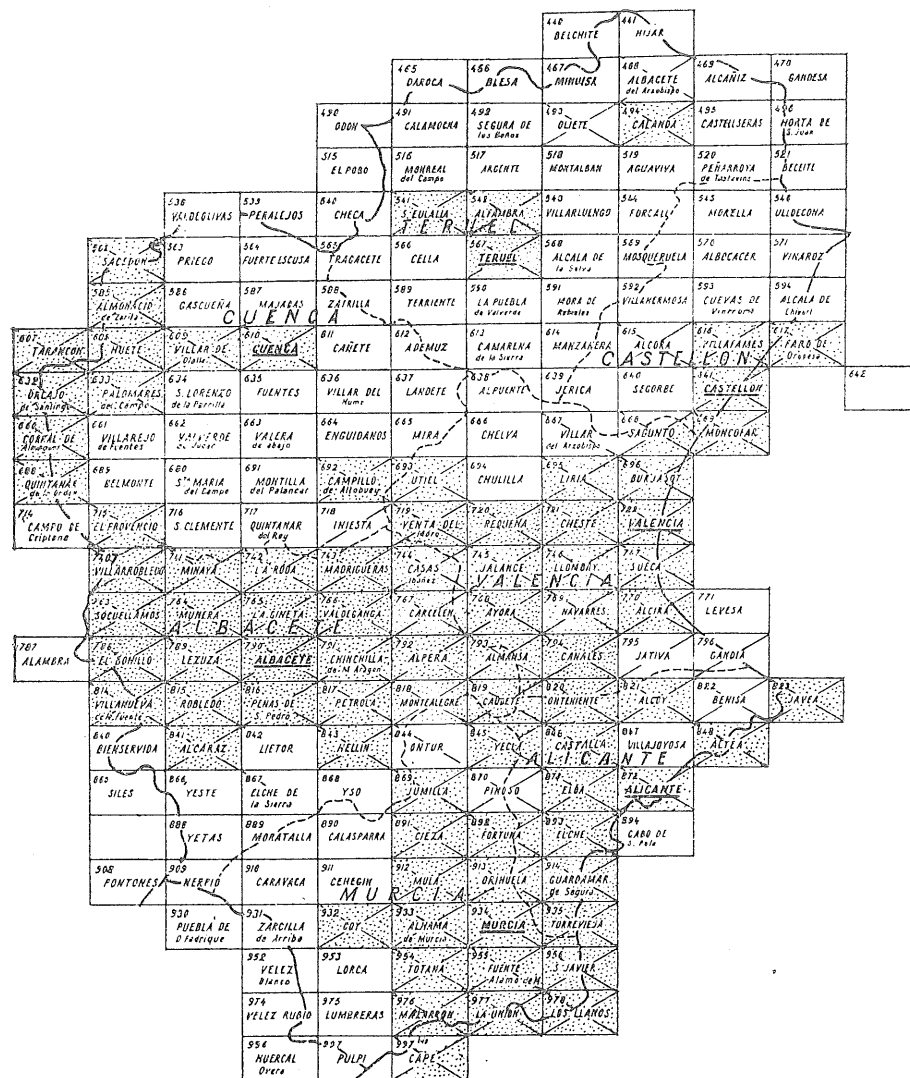
MADRID  
IMP. - LIT. COULLAUT  
MANTUANO, 49  
1960

SEXTA REGIÓN GEOLÓGICA  
SITUACIÓN DE LA HOJA DE ALTEA, NÚMERO 848

Esta Memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por los ingenieros de Minas D. JOSÉ M.<sup>a</sup> RÍOS GARCÍA, D. CARLOS VILLALÓN DÁVILA, D. EMILIO TRIGUEROS MOLINA y D. AGUSTÍN NAVARRO ALVARGONZÁLEZ.

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Depósito legal: M. 6.225.—1958.



Publicada En prensa En campo

PERSONAL DE LA SEXTA REGIÓN GEOLÓGICA  
Jefe: D. Enrique Dupuy de Lôme. Ingenieros: D. Antonio Marín de la Bárcena, D. Emilio Trigueros Molina y D. Agustín Navarro Alvargonzález.

## INDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
I. Antecedentes y rasgos geológicos y tectónicos.....	5
II. Rasgos de geografía física y humana.....	11
III. Estratigrafía .....	15
IV. Tectónica e historia geológica .....	41
V. Hidrología subterránea .....	89
VI. Minería y Canteras.....	93
VII. Bibliografía .....	95

## ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS

### I. ANTECEDENTES

Está situada la Hoja de Altea en la provincia de Alicante.

Comprende un país de orografía muy variada; al amplio valle de La Marina suceden sierras abruptas, con elevaciones que superan los mil metros de altitud.

Los problemas geológicos que encierra la Hoja de Altea son tan interesantes que de antiguo han merecido la atención de numerosos geólogos.

Naturalmente, los primeros estudios sobre la zona tienen un carácter general y eminentemente estratigráfico, y aunque muchos de ellos no han llegado hasta la zona de Altea propiamente dicha, sus observaciones, casi siempre atinadas, pueden extenderse sin dificultad al área de la Hoja.

Tales son las obras de Cavanilles y Ezquerro, entre otras, y las descripciones de la provincia de Valencia, debidas sucesivamente a Botella, Vilanova, Cortázar y Pato.

Un notable avance en el conocimiento geológico de la región lo proporcionan los estudios realizados por Verneuil y Collomb, cuya minuciosidad y detalle son más de resaltar si se tiene en cuenta la época en que fueron realizados, pero son los trabajos del gran geólogo R. Nicklés los que proporcionan una base firme a los sucesivos investigadores, especialmente con su tesis doctoral, publicada en 1892.

Las descripciones estratigráficas de Nicklés fueron completa-

das por él mismo con observaciones tectónicas, en diferentes trabajos aparecidos en 1896, 1902 y 1904.

A principios del siglo actual aparece la famosa obra de don Lucas Mallada, «Explicación del mapa geológico de España», en donde recoge el estado actual de los conocimientos, ampliándolos con acertadas observaciones personales.

La afición del profesor Jiménez de Cisneros le llevó a realizar numerosas excursiones a la provincia de Alicante, en donde efectuó numerosas recogidas de fósiles, con la consiguiente clasificación de los terrenos.

Otros muchos trabajos geológicos, especialmente de pequeñas áreas, van aportando su contribución al conocimiento de la provincia, hasta llegar al estudio general de don Pedro de Novo, publicado en 1915, y cuya consulta, aun hoy, resulta valiosísima. Contiene este trabajo un mapa a escala 1 : 400.000.

Gignoux y Fallot publican en 1926 un interesantísimo trabajo sobre los terrenos neógenos y cuaternarios marinos de las costas mediterráneas de España, en el que, por primera vez, se cita la presencia de un testigo de manto de corrimiento en Oltá.

En 1929 aparece el trabajo de Gómez Lluca, «Los nummulíticos de España», en el que se rectifican algunas atribuciones anteriores y se citan nuevos yacimientos fosilíferos.

El trabajo del doctor R. Brinkmann se refiere únicamente a la provincia de Valencia, pero su estudio es imprescindible para el conocimiento de la geología regional.

Colom publica, entre los años 1930 y 1936, una serie de notas con estudios sobre foraminíferos y facies lito-paleontológicas.

Llegamos, por fin, al detalladísimo trabajo del profesor D. Bartolomé Darder Pericás, «Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante», que tantas veces hemos de comentar y referir en la presente Memoria y que consideramos fundamental para el conocimiento de la geología levantina.

Un análisis completo de esta obra saldría fuera de los límites de la presente Memoria; no obstante queremos hacer constar que, en general, la estratigrafía está muy bien basada en los dos apoyos litológico y paleontológico.

También estudia con bastante detalle los problemas tectónicos, y si bien algunas interpretaciones no se ajustan a la realidad, no queda duda de que han sido hechas de la forma más objetiva y honrada posibles.

En los últimos años han aparecido algunos interesantes trabajos sobre la provincia de Alicante, y en particular de la zona de Altea, debidos a geólogos y paleontólogos notables, tales son las publicaciones de R. Busnardo, Colom, Crusafont y Truyols, Birot y Solé Sabarís, Dupuy de Lôme, Didon, Magné, Durand Delga, Imperatori, etc.

Finalmente hemos consultado los diferentes mapas publicados por el Instituto Geológico, y entre ellos son especialmente interesantes las muy completas ediciones de 1952 y 1955 del mapa geológico a escala 1 : 1.000.000.

Del mapa geológico a escala 1 : 50.000 hemos consultado la reciente hoja de Alcoy.

## 2. RASGOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS

a) **Rasgos geológicos.**—El considerable espesor que alcanzan los terrenos cuaternarios en muchas zonas de la Hoja, las variaciones de facies y espesores y la violenta tectónica de la región, son los principales factores que han hecho del estudio de esta Hoja una cuestión ardua y complicada y nos han obligado a efectuar un concienzudo trabajo de campo hasta recoger una abundante colección de fósiles que nos ayudaron a desentrañar los problemas que se presentaban.

La serie estratigráfica empieza con las arcillas, yesos y margas del Keuper, en ocasiones con intercalaciones de calizas tableadas y frecuentes asomos ofíticos. El carácter de este Keuper es marcadamente diapírico. Sigue un pequeño asomo del Jurásico superior, localizado a bastante altura en las laderas del Puig Campana.

Al subir en la serie estratigráfica nos encontramos con una facies areniscosa correspondiente al Neocomiense-Aptense inferior, unas calizas del Aptense medio y unas calizas y margas pertenecientes al Aptense superior-Albense.

A continuación viene una alternancia de margas y margo-calizas que terminan en un paquete calizo y que corresponde al Cenomanense-Turonense.

Este paquete calizo se hace más margoso, Senonense inferior, y termina el Cretáceo con el Maestrichtiense y Danés, representados por un tramo de margas grises.

El Eoceno presenta en su base una serie margosa con facies flysch laterales y termina en paquete calizo que falta en ocasiones.

Dos facies, caliza y flysch, presenta igualmente el Oligoceno-Aquitaniense en nuestra zona.

Por encima aparece el Burdigalense con su típica facies de «tap», compuesta por bancos potentes de margas azules, y por fin viene una alternancia de conglomerados, margas y molasas correspondientes al Vindoboniense, cuyos afloramientos son de pequeña extensión.

Como ya hemos dicho, el Cuaternario es aquí extenso y en general de mucho espesor.

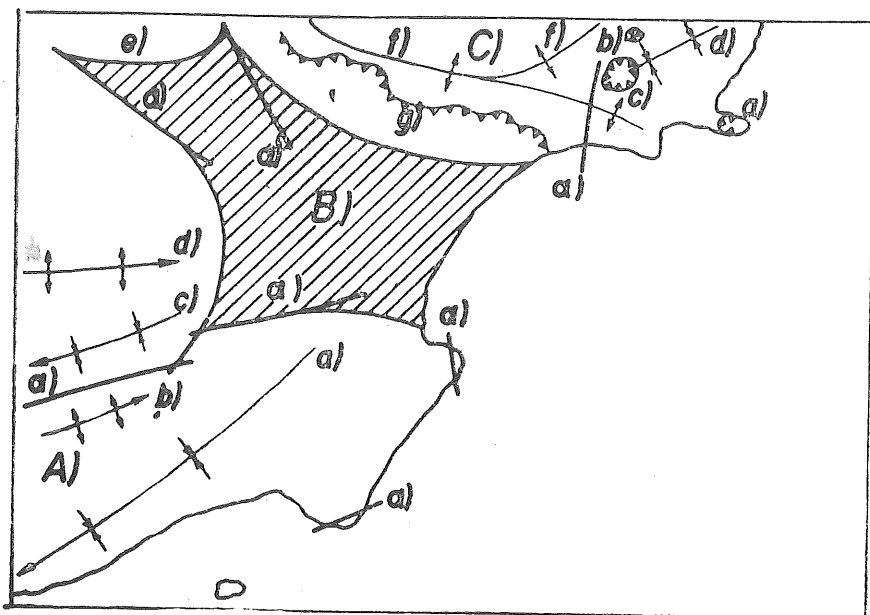


Fig. 1.—Esquema tectónico de la Hoja de Altea (para explicación ver capítulo IV).

**b) Rasgos tectónicos (fig. 1).**—En esta zona se superponen tres tectónicas diferentes: la mesoalpina (entre Eoceno y Oligoceno), la neoalpina (entre Burdigalense y Vindoboniense) y la diapírica (Vindoboniense). A la primera deben atribuirse los hiatos de sedimentación y erosión que observamos entre la serie cretáceo-eocena y el Oligoceno.

La neoalpina, de mayor intensidad, pliega la serie terciaria y

reforma las estructuras anteriores, y la diapírica produce los deslizamientos, causa de los corrimientos ocurridos en la región.

En conjunto la zona que comprende la Hoja puede incluirse en el borde externo del Prebético. En dicha zona se diferencian netamente tres áreas de distinta característica tectónica.

El área central, NO.-SE., presenta un gran asomo triásico, de tectónica diapírica, con grandes fracturas.

Contra este asomo triásico se estrellan las corridas procedentes del área meridional, que no presenta grandes roturas ni despegues, aunque sí unas características tectónicas intensas y de bastante amplitud.

Las series sedimentarias, potentes y en general margosas, se han plegado aquí en amplios sinclinales.

El área norte de la zona, donde se sitúa el macizo de Bernia, contiene los fenómenos tectónicos más intensos en violencia, que llegan a producir corrimientos como los observados en el Peñón de Ifach y Sierra de Oltá. La mayor intensidad corresponde aquí a la tectónica neoalpina.

## RASGOS DE GEOGRAFIA FISICA Y HUMANA

1) **Geografía física.**—La Hoja de Altea está situada entre los meridianos 3°30' y 3°50' al E. de Madrid y los paralelos 38°30' y 38°40' de latitud N. y comprendida toda ella en la provincia de Alicante. El relieve es muy accidentado, puesto que se alcanzan alturas de consideración a pocos kilómetros de la costa, las cuales corresponden a las sierras de Bernia, Toix y Oltá, al N.; la Sierra Helada, al SE., y las estribaciones del Puig Campana. al W., donde se alcanzan las máximas alturas, unos 1.200 metros. Dicho vértice queda fuera de la Hoja, aunque muy próximo a ella.

Entre estas sierras, casi en el centro de la zona, se extiende una planicie que se conoce en la región con el nombre de La Marina, dotada de algunas elevaciones dispersas, de menor importancia. Esta planicie desciende suavemente hasta el mar, con excepción de las zonas correspondientes a las sierras de Toix y Helada, situadas en la misma costa.

Los vértices geodésicos ubicados dentro de la Hoja son los siguientes: Sierra Helada (423 m.), Calvario (786 m.), Almedia (686 m.), Oltá (586 m.), Ifach (328 m.) y Bernia (1.097 m.).

El único curso de agua de alguna importancia es el río Algar, con su afluente el Guadalest, pero uno y otro convertidos en arroyuelos en la época de máximo estiaje. Aparte de ellos, la zona está cruzada por numerosos barrancos y ramblas que aportan importantes caudales intermitentes de agua cuando las precipitaciones son abundantes.

Debido a su situación, el clima de la región es típicamente

mediterráneo, con inviernos secos y de suaves temperaturas y veranos también suavizados por la brisa del mar. Por excepción, el día 11 de enero de 1960, estando los autores efectuando trabajos de campo por la región, cayó una intensa nevada que cortó las comunicaciones de la zona y cuyos efectos perduraron varios días. Algunas de las fotografías que ilustran la memoria de Benisa, estudiada en el campo por nosotros simultáneamente con la presente, fueron hechas bajo estas condiciones excepcionales, de modo que más bien sugieren un ambiente nórdico totalmente ajeno al habitual de la región.

El distintivo de la región es la sequía. Estos territorios son los de menor índice de pluviosidad de la Península, ya que oscila entre los 250 a 350 mm. (22) recogidos en unos cuantos aguaceros, de carácter tormentoso generalmente. Las temperaturas medias son de unos 18°; son raras las heladas, y como decimos anteriormente, la nieve constituye carácter de excepción, salvo en las cimas de las sierras, ya que Aitana es coronada por ellas todos los inviernos y Bernia en gran número de ellos.

Transcribimos a continuación, del «Resumen de observaciones meteorológicas», correspondiente al año 1950, publicado por el Servicio Meteorológico Nacional, el cuadro correspondiente a la estación de Benidorm, única existente dentro de los confines de la Hoja.

Meses	Precipitación		Lluvia total en mm.	Lluvia máxima en un día	Fecha	Días de				
	Días de lluvia	Días de nieve				Hocfo	Escarcha	Niebla	Tormenta	Granizo
Enero	7	0	74,4	30,0	23	—	—	—	0	0
Febrero	0	0	0,0	0,0	—	—	—	—	0	0
Marzo	1	0	5,5	5,5	31	—	—	—	1	1
Abril	1	0	7,0	7,0	27	—	—	—	0	0
Mayo	3	0	18,3	7,3	13	—	—	—	1	0
Junio	0	0	0,0	0,0	—	—	—	—	0	0
Julio	0	0	0,0	0,0	—	—	—	—	0	0
Agoato	2	0	8,2	8,0	8	—	—	—	1	0
Septiembre	3	0	52,0	37,0	28	—	—	—	1	0
Octubre	5	0	47,9	20,0	7	—	—	—	3	0
Noviembre	0	0	0,0	0,0	—	—	—	—	0	0
Diciembre	0	0	0,0	0,0	—	—	—	—	0	0
Año	22	0	213,3	37,0	28/9	—	—	—	7	1

2) **Núcleos de población y geografía humana.**—Los núcleos de mayor densidad de población en toda esta comarca, están situados en la costa del Mediterráneo, hoy en día convertidos en florecientes centros de turismo y veraneo por sus excepcionales condiciones de temperatura y días al año de sol. Algunas de estas poblaciones costeras cuentan también con puerto, aunque dedicado casi exclusivamente a la pesca.

Existen dispersas, a lo largo de las carreteras, numerosas villas y residencias, por lo que, independientemente de las ciudades, toda la zona del litoral tiene también un índice de población de relativa importancia.

La población no queda concentrada en las villas y aldeas sino que se reparte en numerosas casas de campo, muchas de ellas habitadas todo el año. De modo que salvo en las sierras más ásperas, todo el territorio está dotado, con mayor o menor densidad, de población. La construcción rural es sencilla, pero también pintoresca y elegante.

Las principales fuentes de riqueza de la región son, aparte del turismo, posiblemente la mayor y más importante, la pesca y la agricultura, muy especialmente el cultivo de la vid, almendros y frutales, siendo muy de destacar el carácter laborioso de los campesinos que con ímprobos esfuerzos abancalan lomas y montes hasta elevadas alturas, para aprovechar al máximo el terreno de que disponen.

Los municipios comprendidos en esta Hoja son los siguientes (censo de 1950):

Alfaz del Pi	952 habitantes.
Altea	5.738 —
Benidorm	2.726 —
Calpe	1.970 —
Callosa de Ensarriá	4.189 —
La Nucía	1.429 —
Polop	1.396 —

3) **Comunicaciones.**—La región está atravesada de S. a N. por dos carreteras: una, que sigue la costa, es la nacional de Almería a Valencia por Cartagena y Gata, que pasa por Benidorm y Altea; y otra, la comarcal de Benidorm a Gandía, pasando por La Nucía, Polop y Callosa de Ensarriá.

Hay además una red de carreteras locales bien conservadas y caminos vecinales que unen los demás municipios y caseríos entre sí y a las vías de mayor importancia que acabamos de citar.

Casi paralelo a la carretera nacional de Almería a Valencia, y por tanto, a la costa, corre el ferrocarril de vía estrecha de Alicante a Denia y que pasa por los mismos centros de población que aquélla. Son numerosos los puntos de abastecimiento de combustibles y lubricantes, y frecuentes y bien servidas las líneas de autobuses en uno y otro sentido.

De todo ello puede deducirse, que la zona que nos ocupa está bien comunicada, con tendencia a mejorar cada año por el incremento que experimenta también anualmente el turismo en esta región. Consecuencia de ello es la abundancia de alojamientos en la zona costera, algunos de primera categoría, excelentemente situados y de reciente construcción.

Hacia el interior, naturalmente, los hospedajes son más modestos, pero siempre cuidados y por lo general de excelente cocina y trato.

4) **Agronomía y ganadería.**—Como hemos dicho, los cultivos de la región son principalmente la vid y los almendros y en menor importancia los cereales. En los lugares que cuentan con agua para el regadío hay también frutales y productos hortícolas, especialmente en los aldeaños de Callosa de Ensañá, La Nucia y Altea, donde abundan también naranjos, limoneros y nispereros. Los olivares no son ni extensos ni numerosos, por haber sido sustituidos en parte por naranjos.

Las especies arbóreas silvestres son el pino y el algarrobo. Toda esta zona es susceptible de una repoblación forestal intensa, pues los bosques no son muy numerosos, estando totalmente desprovista de vegetación gran parte de las zonas montañosas.

Es de notar que las manchas de pino carrasco se extienden rápida y ampliamente, al apoderarse tanto del monte como de los terrenos de cultivo ahora abandonados, en una repoblación espontánea.

En cuanto a la ganadería, la única especie digna de tenerse en cuenta es la cabría, bastante abundante en la región y que aprovecha los escasos pastos existentes en las zonas no dedicadas al cultivo.

### III

## ESTRATIGRAFIA

### GENERALIDADES

La estratigrafía de la Hoja de Altea es muy variada y difícil. Su analogía litológica de sedimentos pertenecientes a muy distintas épocas geológicas, las variaciones de facies y potencias que presentan estos mismos tramos y la violenta tectónica a que ha estado sometida la zona complican extraordinariamente su estudio.

El espesor, a veces considerable, de terrenos cuaternarios, impide frecuentemente la observación de los terrenos subyacentes y dificulta la ligación de unas zonas con otras.

Una búsqueda minuciosa nos ha permitido recoger numerosos fósiles, que unidos al estudio micropaleontológico de las diferentes rocas nos han ayudado a establecer la columna estratigráfica que describimos a continuación.

Comienza la serie estratigráfica de la Hoja, en orden de mayor a menor antigüedad, por el Keuper, representado por su facies típica de arcillas abigarradas, margas y yesos. A retazos se encuentran en él calizas tableadas de tipo muschelkalk y calizas negras veteadas de calcita. La complicada tectónica del Keuper de la zona impide situar exactamente estas calizas, que aquí se presentan discontinuas y como englobadas dentro de su masa.

Frecuentemente aparecen pitones de ofitas.

Este Keuper es de carácter diapírico, por lo que la falta de sedimentos que aparece a continuación más se debe a su manera de presentarse que a falta de deposición de los mismos.



Siguiendo en la escala de tiempos prevista, los sedimentos más antiguos que encontramos, en un pequeño afloramiento, pertenecen al Jurásico superior, concretamente al Kimmeridgense. Se trata de unas calizas gris claras con lithothamnium.

El Eocretáceo está ampliamente representado en la Hoja.

Comienza por una serie areniscosa, que debe comprender desde Neocomiense al Aptense inferior, sigue con una facies caliza del Aptense medio y termina con una serie alternante de calizas y margas pertenecientes al Aptense superior-Albense.

El Cretáceo superior comienza con el Cenomanense, representado por una alternancia de margas y calizas margosas, que hacia el techo se convierte en un gran paquete calizo, en el que debe estar representado el Turonense. Parte de este paquete calizo pertenece todavía al Cenomanense, pero su límite ha tenido que ser marcado en la representación efectuada de una manera aproximada.

Hacia el techo, este paquete calizo se hace más margoso y pertenece ya al Senonense inferior, culminando la serie cretácea un tramo de margas gris-blanquecinas del Maestrichtiense y Danés.

Siguiendo la serie estratigráfica nos encontramos con los terrenos terciarios.

El Eoceno, de cuya posición relativa nos ocuparemos ampliamente en el capítulo de Tectónica, presenta en la base una serie margosa con pisos laterales en facies flysch, y culmina con una serie caliza, a veces inexistente.

El Oligoceno, incluyendo en él el Aquitaniense, presenta en la Hoja de Altea dos facies, una de calizas y otra de flysch, más abundante la primera que la segunda.

Sobre el Aquitaniense aparece un paquete de facies flysch y otro potente de margas gris-azuladas en facies de «tap», pertenecientes al Burdigalense.

Termina la serie miocena con una serie alternante de conglomerados, margas y molasas del Vindoboniense, en pequeños afloramientos.

El Cuaternario de la Hoja de Altea es muy extenso y potente. Aparte de los terrenos tirrenienses, algunos a considerable altura sobre el nivel actual del mar, encontramos una potente serie detrítica constituida por conglomerados finos y gruesos, travertínicos, aparte de los actuales depósitos aluviales de ramblas y las rañas y pies de monte.

Vamos seguidamente a estudiar detenidamente cada uno de los tramos reseñados, describiendo sus afloramientos y justificando su catalogación en la columna estratigráfica.

## TRIASICO

LITOLOGÍA.—Las rocas dominantes de esta formación, son arcillas irisadas y margas abigarradas.

Los tonos dominantes son los verdes y vinosos.

Son frecuentes las grandes masas de yesos, blancos y negros, a veces rojos, así como la presencia de cuarzos hematoides.

Se encuentran retazos y corridas más o menos largos de calizas tableadas de color gris y en capitas delgadas, y otros retazos de calizas negras, veteadas de calcita en bancos más gruesos.

CLASIFICACIÓN.—La atribución de esta formación al Triásico no ofrece duda alguna. Ahora bien, la atribución a los terrenos del Trías, ha sido objeto de amplias discusiones por parte de los geólogos que han estudiado la zona.

La posición relativa de las calizas tableadas de «tipo muschelkalk», con relación a las margas irisadas han hecho que unas veces se situaron las margas en el Werfeniense o en el Keuper. Para Darder, no ofrece dudas la atribución de las calizas tableadas al Muschelkalk por haber encontrado en ellas fósiles, que aunque en mal estado de conservación, han podido ser clasificados como

*Myophoria intermedia*, Schaur.

*Gervilleia costata* ??, Schaur. sp.

*Pseudo-corbula gregaria* ??, Philippi.

*Mentzelia mentzeli* ??, Dunker.

Visitado el yacimiento por nosotros, no hemos tenido la fortuna de encontrar nada salvo unas «pistas» totalmente inclasificables.

Para nosotros, el Trías tiene en la región un carácter eminentemente diapírico. Como consecuencia o simultáneamente con él, se han producido una serie de fracturas, por las que ha discurrido la masa plástica, llevando englobados retazos de calizas tableadas, que si bien en cada caso presentan una ordenación regular y pa-

recerían *in situ*, cuando se observan conjuntamente todos estos retazos, se puede comprobar su distribución caótica.

No encontramos, pues, razones suficientes para encajar las margas irisadas en el Bunt o en el Keuper, y creemos es más exacto denominarle Trías en facies de Keuper.

Análogamente que con las calizas «tipo muschelkalk» sucede con las calizas negras, a veces dolomíticas, y carniolas que también se encuentran a retazos. Nos parece que han salido arrastrados por la masa plástica del diapiro.

**AFLORAMIENTOS.**—El Trías ocupa una buena extensión en la Hoja de Altea, a ambos lados del río Algar, desde Callosa de Ensarriá al mar.

Una serie de fallas radiales favorecen la salida del Trías, a lo largo de la carretera de Callosa a Guadalest, de la carretera de Callosa a Tárben y a lo largo de la carretera a Finestrat, en el borde occidental de la Hoja.

De esta manera diapírica, que indudablemente se continúa por el mar, arranca una nueva fractura, de orientación casi N.-S., que pasa al E. de los túneles del Mascarat y al O. de la Sierra de Oltá, presentando en esta sierra apuntamientos ofíticos.

**ROCAS ERUPTIVAS.**—Repartidos entre la masa del Keuper se encuentran numerosos pitones de ofitas, en el sentido más amplio, y cuyas localizaciones pueden verse en el mapa que acompaña a la presente Memoria. De la zona de Oltá se ha recogido una muestra, que podemos considerar tipo, y cuyo estudio petrográfico, realizado en el laboratorio de Petrografía de este Instituto, transcribimos a continuación:

**Clasificación:** Diabasa (ofita). La relación de los minerales félsicos con referencia a los máficos es algo superior; aproximadamente los primeros ocupan un 60 por 100 y los segundos 40 por 100.

$$\frac{\text{félsicos}}{\text{máficos}} = \frac{60}{40} = \frac{3}{2}$$

**Textura:** Ofítica de grano medio. El plagioclasa muestra placas idiomórficas de buen tamaño. El piroxeno es xenomorfo, ocupando los huecos entre el mineral félsico.

#### COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

**Componentes principales:** Plagioclasa (transformado en albita), augito (2V ~ 46°, 48°), pigeonita (2V ~ 0) y anfíbol verde.

**Componentes accesorios:** Biotita parda, agregados de clorita, cuarzo recristalizado, minerales opacos (magnetita, ilmenita y sulfuro de hierro), minerales del grupo de la epidota, sausruta, mica blanca y secciones basales y prismáticas (aciculares) de apatito.

**Componentes secundarios:** Anfíbol, biotita, epidota, mica blanca, sausruta, carbonatos y cuarzo.

**Alteraciones:** La roca está bastante alterada. Las modificaciones mineralógicas más características en dicha muestra son la sustitución parcial de los piroxenos por anfíbol y la del plagioclasa intensamente transformado en sausruta (epidota, albita, mica blanca).

#### OBSERVACIONES:

Al realizar las mediciones corrientes con la platina teodolítica, resultó que el mineral de piroxeno es en parte augito (con ángulo axial 2V de 46° y 48°) y también pigeonita (es el propio augito pero con un ángulo axial pequeño hasta 25° o nulo).

La clorita presenta agregados intersticiales.

### JURASICO

Está constituido por una caliza margosa brechoide, gris pardo claro, con restos blancos.

Hemos hallado un único afloramiento en el núcleo del agudo anticlinal que forma el Puig Campana. Dada su elevada cota sobre el nivel del mar, y que las laderas del Puig están casi recubiertas por un canchal impresionante, es muy difícil el estudio detallado de este afloramiento.

Estudiada al microscopio una muestra de esta caliza, se ha podido observar que se compone de una pasta margosa, que contiene frecuentes restos recristalizados, entre los que pueden apreciarse: textuláridos, coscinoconus, miliólidos y algas (entre ellas clipeina jurásica).

La microfacies es típica del Malm (Kimmeridgense-Titónico). El hallazgo de este afloramiento, constituye una novedad en la historia geológica de la zona, y nos ha sido de gran utilidad para la interpretación de los accidentes tectónicos.

## CRETACEO

**Neocomiense-Aptense inferior.**—En la Hoja de Altea encontramos dos facies distintas correspondientes a los primeros tramos del Cretáceo.

En la base de la Sierra Helada, que se extiende desde Benidorm a la playa del Albir, bajo unos paquetes calizos que contienen abundantes fósiles del Aptense, encontramos una serie areniscosa, de color rojizo frecuentemente, y que con Darder creemos debe referirse al Neocomiense. En estos paquetes inferiores no hemos encontrado fósiles, por lo que el límite ha sido fijado atendiendo a la litología.

Su espesor visible es superior a los 100 metros.

Como bien afirma Darder, es interesante observar que el Neocomiense superior y sobre todo el Aptense inferior, muestra facies muy poco profundas, contrastando con el resto del país.

Efectivamente, los otros afloramientos que hemos podido observar en la falda oriental del Puig Campana presentan una facies caliza muy distinta de la anterior, así como hacia el N. (hoja de Benisa), de facies margosa.

En estos afloramientos no ha sido posible separar los tramos que en la Sierra Helada y en la representación efectuada lo hemos considerado como Cretáceo inferior indiferenciado.

**Aptense medio.**—Consideramos como de esta edad el tramo calizo que en la Sierra Helada se observa sobre las bancadas areniscosas inferiores.

En la base, la caliza toma un color rosado, en una potencia de unos 20 m. y hacia arriba es gris en superficie, beige brillante al corte, con abundantes

*Pseudotoucasia santanderensis.*

La potencia total de este tramo calizo es de unos 200 metros.

**Aptense superior-Albense.**—Sobre la caliza anterior se encuentra una serie alternante de calizas y margas, de unos 200 metros de potencia.

Las calizas son algo arenosas, con grano grueso, de color beige y bien estratificadas en bancos regulares de 10 a 20 cm. de espesor. Contienen muchas espículas y conchas de equínidos.

Las margas son de color gris blanquecino, a veces amarillento, bastante duras y con abundantísimos equínidos y ostras. También tienen pequeñas orbitolinas.

De entre los ejemplares recogidos hemos podido clasificar:

*Orbitolina lenticularis*, Blum.

*Toxaster collegnoi*, Sism.

*Arca sablieri*, Cof.

*Fimbria corrugata*, Sow.

**Cenomanense.**—De una manera insensible pasamos en la Sierra Helada (playa del Albir) de los tramos anteriores, cuya fauna está constituida por pequeños equínidos, a otras capas alternantes de areniscas y margas con una rica y variada fauna de rhyntonellas, terebrátulas, belemnites, orbitolinas, etc., que nos indican ya la presencia del Cenomanense.

Jiménez de Cisneros (24) dice sospechar la existencia del Cenomanense en la Sierra Helada. Para Nicklés toda ella es aptense por haber encontrado en las capas superiores la *Orbitolina conoidea-discoidea*, y aunque Darder se ajusta al corte de Nicklés, en una nota infrapaginal hace la observación de «que en el Cenomanense hay orbitolinas pequeñas parecidas a la *O. conoidea* y a la *O. mammilata* e incluso a la forma A de la *O. concava*.»

De entre los fósiles recogidos por nosotros, en las capas superiores que Nicklés considera como Aptense, hemos podido clasificar

*Astrocoenia* sp.

*Terebratula biplicata*, Sow.

— *depressa*, Lam.

*Rhyntonella lamarckiana*, d'Orb.

*Alectronya carinata*, Sow.

*Neithea quadricostata*, Sow.

*Neithea alpina*, d'Orb.

todos ellos de edad cenomanense, por lo que pese a lo poco determinativo de los *Hippurites* ? que Jiménez de Cisneros dice haber encontrado, creemos que estaba en lo cierto.

El mayor afloramiento de sedimentos cenomanenses lo encontramos en la falda oriental del Puig Campana, desde el Margoch hasta la carretera local del barranco de la Batalla a Villajoyosa a la de Benidorm a Gandía, donde una falla casi a lo largo de la carretera deja asomar el Triás.

Se trata de una serie margo-caliza, tableada, con algún pequeño nivel de areniscas, muy uniforme.

En el Km. 14 de dicha carretera hemos recogido

*Orbitolina scutum*, Fritsch.

*Pecten espaillaci*, d'Orb.

*Neithea quinquecostata*, Sow.

*Neithea quadricostata*, Sow.

*Lopha corinata*, Sow.

Hacia el Margoch, son calizas margosas tableadas endurecidas, alternando con bancos más margosos con orbitolinas. Desde lejos los bancos parecen más gruesos, pero al acercarse se ve que están formados por bancos más pequeños.

Se encuentran en ellos algún equínido mal conservado y abundantes

*Orbitolina aperta*, Erman.

*Orbitolina scutum*, Fritsch.

Otros afloramientos cenomanenses más pequeños, se encuentran cerca de La Nucía, en el paraje de las Fuentes, en donde sólo hemos visto algún resto de equínido, y al sur de la Sierra de Almedia, al norte de la fractura que marca el río Guadalest.

Flotando en el diapiro del Keuper, unos 300 metros al sur del Km. 6 de la carretera local de Callosa de Ensarriá a la nacional de Almería a Valencia, hemos visto un retazo de margas, próximo a otro retazo de calizas aptenses, que por afinidad a los anteriores hemos representado en el plano como cenomanenses, aunque no hemos encontrado nada determinativo que lo justifique, aun después de un estudio micropaleontológico.

En conjunto, este cenomanense de la Hoja de Altea es bastante más margoso y pobre en fósiles, que el correspondiente a zonas más al N. en la hoja de Benisa.

**Turonense.**—La serie anterior culmina en un paquete calizo, azoico, en bancos gruesos y con abundantes núcleos de sílex.

En superficie son muy oscuros, con aspecto de dolomías, y grises al corte.

Parte de este paquete calizo, en su base, pertenece todavía al Cenomanense, por lo que el límite representado se ha realizado de una manera aproximada.

La potencia máxima de este tramo la hemos visto en la Sierra de Almedia, en el límite septentrional de la Hoja, con cerca de 200 metros de espesor.

Otro afloramiento con idéntica litología se encuentra en el cerro Calvario de la Nucía. La existencia de segregaciones de sílex ha sido un dato bastante característico, allí donde no podía determinarse por situación estratigráfica, ya que, repetimos, no hemos encontrado ningún dato paleontológico.

En la falda noreste del Puig Campana, las elevaciones del collado del Llam están constituidas por esta caliza, así como las elevaciones máximas de la Sierra Cortina, en el borde occidental de la Hoja.

**Senonense.**—La serie caliza anterior se va haciendo hacia el techo más margosa, y se convierte en una serie margo-caliza, finamente tableada y endurecida, con abundantes vetillas de calcita.

En la falda meridional de la Sierra de Bernia encontramos unas calizas gris-claras en superficie, amarillas claras en fractura en bancos muy regulares de delgados a tableados, compactas y de fractura plano-concoidal. Estas calizas están onduladas por compresión en el sentido del rumbo E.-W. aproximadamente.

Su edad ha podido ser determinada por su clara posición estratigráfica bajo sedimentos bien determinados paleontológicamente como maestrichtienses. La potencia de este tramo es bastante grande. Nosotros hemos podido medir espesores superiores a los 700 metros.

Al N. de Callosa de Ensarriá, hacia Bolulla, ya en la hoja de Benisa; encontramos otra gran mancha senonense.

Los tramos inferiores de esta mancha son más margosos y tienen algún resto de inoceramus, y así ocurre generalmente en los afloramientos de la hoja de Benisa, por lo que allí hemos podido establecer esta división, pero como en el resto de las manchas senonenses de la Hoja de Altea no los hemos visto, hemos preferido incluirlos aquí en una sola división indiferenciada.

Otros afloramientos de margo-calizas senonenses, de idéntica litología, encontramos en el borde occidental de la Hoja, en la zona

de Caball, al norte del collado del Llam y en la falda meridional del Puig de Campana.

La potencia total de la formación senonense puede medirse bien en la falda meridional de la Sierra Cortina, en donde estos sedimentos están bien encajados entre las calizas turonenses y las margas del Maestrichtiense-Danés, y presentan un buzamiento casi constante de 50°. Nosotros hemos apreciado esta potencia en unos 700 metros.

Otro pequeño afloramiento puede observarse en el fondo del barranco de Barceló, próximo al ferrocarril de Alicante a Denia, bajo el derrubio de un potente travertino.

**Maestrichtiense sup.-Danés.**—Los tramos superiores de la serie anterior están constituidos por margas blanquecinas con algún nivel calizo margoso de color pardo ocre. Una muestra de esta caliza, de aspecto arenoso y muy rota, contiene una microfauna bien conservada con orbitoides, siderolites calcitropoides, rotálidos, anomalínidos, radiolas y placas de equínidos, valvulínidos, stomiósferas, nummofallotia, en una asociación característica del Maestrichtiense superior, con facies nerítica.

Por encima aparece un horizonte de unos cinco metros formado por una especie de conglomerado duro, con nódulos o fragmentos calizos de forma redondeada, con cemento muy escaso de igual índole.

El tamaño de los elementos es irregular y desigual, pero en general de un centímetro de diámetro.

La caliza es a veces oquerosa con nódulos de limonita en el interior y con muchos fragmentos de caliza fibrosa.

Contiene fósiles irreconocibles recalcificados y alguna espícula gruesa de equínido.

La estratificación es irregular, pero clara, en capas medianas.

Sobre este nivel de caliza conglomerática aparece un tramo de margas y calizas margosas, que tienen en general un tono rosa; a veces las margas son algo verdosas, que las distingue muy bien de las senonenses, mucho más blancas.

En las proximidades de Alfaz del Pi nosotros hemos encontrado varios ejemplares de

*Echinocorys vulgaris.*

y un ammonites y un belemnites que no han podido ser clasificados.

De esta zona de Alfaz del Pi han hecho un estudio muy detallado Busnardo y Durand Delga, cuyo resumen transcribimos a continuación:

«Sobre el Maestrichtiense, constituido por margas blanquecinas con bancos calizo-margosos con *Globotruncana contusa*, *Glostuarti*, *Pseudotextularia varians*, *Trinitella scotti*, etc., vienen:

»1) Horizonte (1-3 m.) con cantos calizos cretáceos en un cemento margoso blando con numerosos equínidos del Danés (*Coraster vilanovae*, *Brissopneustes vilanovae*, etc.). La microfauna, principalmente constituida por foraminíferos senonenses permanentes, muestra como formas autónomas: *Globorotalia compressa*, *Globigerina pseudobulloides*, *Gl. triloculinoides*, *Coleites reticulosus*, *Navarella*, cuya asociación caracteriza al Danés.

»2) Margas esquistosas (13-33 metros), alternativamente gris-verdosas y rosadas con horizontes de caliza margosa. Su mitad inferior es aún danés, con un rico plancton que comprende, además de las especies del nivel 1, *Globorotalia membranacea*. Su mitad superior, por el contrario, pertenece ya al Paleoceno.»

En el mismo vértice NO. de la Hoja, junto a la carretera de Callosa a Guadalest, a la altura del p. k. 8, en unas margas grises muy parecidas a las miocenas de la zona, hemos recogido unos ejemplares magníficamente conservados de

*Coraster vilanovae*, Cot.

*Cardiaster pulula*, d'Orb.

*Plicatula* sp.

Otros afloramientos de la serie superior del Cretáceo pueden observarse en la falda meridional de la Sierra de Bernia, en el flanco de la Sierra Cortina que mira a Benidorm y en la prolongación hacia el N. de la Sierra del Caball.

## EOCENO

Los sedimentos eocenos de la Hoja de Altea vienen representados por:

a) Un nivel inferior de margas gris-amarillentas, con pequeños niveles intercalados de caliza margosa.

En tránsito lateral estas margas pasan a veces a una facies flysch, con margas, y niveles calizos y arenosos.

b) Un nivel superior calizo, gris claro, en bancos potentes bien estratificados, en general con muchísimos foraminíferos.

En la representación efectuada hemos distinguido una zona de caliza de corales.

En la zona del centro de la Hoja (Alfaz del Pi) puede estudiarse bien la sucesión de los terrenos neocretáceos a eocenos de una forma continua e ininterrumpida, aunque a veces la presencia de bancos calizos eocenos desplazados y cabalgando a terrenos más modernos haya dificultado la interpretación.

En los numerosos yacimientos fosilíferos, repartidos por todos los afloramientos eocenos, hemos recogido gran cantidad de fósiles, generalmente foraminíferos, que nos han determinado bien todo el Eoceno, desde el Ipresiense al Auversense, aunque la mayor riqueza fosilífera pertenece al Luteciense.

En el flanco meridional de la Sierra de Bernia, próximo a los túneles del Mascarat, junto a las calizas oligoceno-aquitanienses, en unas margas, hemos recogido

*Nummulites granifer*, Douv. Ipresiense-Luteciense inferior.  
— *subatacicus*, Douv. —  
— *lucasanus*, d'Arch. Ipresiense.

*Pyrgo* sp.  
*Quinqueloculina* sp.  
Otros miliólidos.

Hacia el S., entre la vía del ferrocarril y la Sierra de Bernia, pero más bajo que la anterior:

*Nummulites granifer*, Douv. Luteciense inferior.  
— *uronensis*, Heim. —  
— aff. *pustulosus*, Douv. Luteciense.

*Assilina exponens*, Sow. Luteciense.  
*Operculina canalifera*, d'Arch. Luteciense inferior y medio.  
*Discocyclina bartholomei*, Schlumb. Luteciense.

En esta misma zona, en el fondo del barranco del Mascarat, en unas margas muy trituradas, donde no puede verse la estratificación:

*Nummulites perforatus*, Denys de Monfort. Luteciense.  
— *granifer*, Douv. Luteciense inferior.  
— *rouaulti*, d'Arch.-Haime. Luteciense.  
*Discocyclina archiaci*, Schlumb. —

A la salida de los túneles del Mascarat, hacia Altea, en las margas gris-amarillentas, pero en un nivel superior al anterior, encontramos:

*Nummulites irregularis*, Desh. Luteciense.  
— *atacicus*, Leym. —  
— *granifer*, Douv. Ipresiense-Luteciense.  
*Discocyclina archiaci*, Schlumb. Luteciense.  
*Operculina canalifera*, d'Arch. Luteciense inferior y medio.  
*Assilina granulosa*, d'Arch. Eoceno inferior.  
*Nummulites subatacicus*, Douv. Luteciense medio.  
— sp. Luteciense medio.  
*Assilina exponens*, Sow. Luteciense medio.

Próxima a la anterior, pero ya en claro flysch:

*Conoclypeus vilanovae*, Cotteau. Luteciense.  
*Harionia damesi*, Bittner. Luteciense.  
*Ostrea* sp. Luteciense.  
*Pecten* sp. —  
*Conus* sp. —

Hacia la izquierda del barranco de Mascarat, pasados los túneles y hacia el mar, se extiende el flysch tableado, pardo-amarillento, con bastantes niveles de arenisca.

Próximo a la playa, sobre una pequeña calita que termina en las calizas oligoceno-aquitanienses del Morro del Toix, hemos recogido:

*Nummulites uronensis*, Heim.  
— *brongniarti*, d'Arch.  
— *granifer*, Douv. Luteciense inferior y medio.  
— *irregularis*, Desh. — —  
— *atacicus*, Leym. — —  
— sp. — —  
*Discocyclina* sp. — —  
*Operculina canalifera*, d'Arch. — —  
*Nummulites millecaptus*, Boub. Luteciense.  
— *atacicus*, Leym. —  
— *uronensis*, Heim. —  
— *irregularis*, Desh. —  
— *granifer*, Douv. Luteciense inferior.  
*Assilina exponens*, Sow. — —  
*Discocyclina bartholomei*, Schlumb. Luteciense.

Subiendo en la serie, hacia las minas del cuartel de carabineros, a la altura de la punta del Mascarat, los fósiles recogidos pertenecen ya al tramo más superior encontrado:

*Nummulites contortus*, Desh. Eoceno superior.  
— *striatus*, Brug. —  
*Operculina alpina*, Douv. —  
*Discocyclina alpina*, Douv. —  
Hexacorarios inclasificables. —

<i>Nummulites contortus</i> , Desh.	Eoceno superior.
— <i>striatus</i> , Brug.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	Auversienne.
— <i>subexponens</i> , Sow.	—
<i>Actinocyclus radians</i> , d'Arch.	Eoceno superior.
<i>Operculina alpina</i> , Douv.	—
<i>Serpula spirulea</i> , Lam.	—

En las calizas del Pico de Bernia, que cabalغان a las calizas oligoceno-aquitanienses:

<i>Nummulites millecaput</i> , Boub.	Luteciense.
— sp.	—
<i>Discocyclus</i> sp.	—
<i>Assilina</i> sp.	—

Por los fósiles recogidos podemos comprobar la presencia del Ipresiense, con el *N. lucasanus*, el Luteciense y el posible Auversienne.

En la Sierra de Oltá las calizas y margas eocenas cabalغان los sedimentos miocenos, llevando a veces digeridas retazos de sedimentos triásicos y oligocenos.

Subiendo a Oltá por la estación de ferrocarril de Calpe, en las margas, antes de llegar a las calizas:

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
— sp.	—
<i>Operculina</i> sp.	—
<i>Discocyclus</i> sp.	—

A la misma altura, pero en la falda norte, por encima del kilómetro 33 del ferrocarril de Alicante a Denia, en las mismas.

<i>Nummulites atacicus</i> , Leym.	Ipresiense-Luteciense.
— <i>subatacicus</i> , Douv.	—
<i>Assilina granulosa</i> , d'Arch.	Eoceno inferior.
— <i>leymeriei</i> , d'Arch.	—
<i>Discocyclus archiaci</i> , Schlumb.	Eoceno.

Ascendiendo en la serie por la misma ladera, encontramos:

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
— <i>rouaulti</i> , d'Arch.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—
— sp.	—
<i>Discocyclus bartholomei</i> , Schlumb.	—
— <i>scalaris</i> , Schlumb.	—
<i>Serpula spirulea</i> , Lamk.	—

Y por último, en las calizas que coronan el Oltá, en la misma entalladura:

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense-Auversienne.
— <i>lamarcki</i> , d'Arch.	Luteciense.
— <i>subirregularis</i> , Harpe.	—
— aff. <i>distans</i> , Desh.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—

Subiendo por el sendero que lleva a las canteras de ofitas de Oltá, en la falda meridional de la misma, se encuentran unas margas amarillentas imbricadas con el Keuper, y en ellas:

<i>Nummulites subatacicus</i> , Douv.	Luteciense.
— <i>atacicus</i> , Leym.	—
— <i>laevigatus</i> , Brug.	—
— <i>granifer</i> , Douv.	—
— <i>lamarcki</i> , d'Arch.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—
<i>Discocyclus bartholomei</i> , Schlumb.	—

Ascendiendo en la serie por el mismo camino, y ya en la misma base de las calizas, siguen las margas eocenas con

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense-Auversienne.
— <i>laevigatus</i> , Brug.	Luteciense.
— <i>striatus</i> , Brug.	Eoceno superior.
— <i>fabianii</i> , Praver.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	Luteciense-Auversienne.
<i>Discocyclus bartholomei</i> , Schlumb.	Eoceno medio y superior.
<i>Operculina alpina</i> , Douv.	—

No hemos encontrado pues, en Oltá, el *N. lucasanus*, por lo que la presencia del Ipresiense no parece muy probable.

Tampoco creemos probada la existencia del Auversienne, ya que los fósiles recogidos como el *N. perforatus*, son comunes también al Luteciense. Creemos, más bien, que sí está representado el Luteciense superior.

Para Darder falta, tanto en Bernia como en Oltá, el horizonte margoso eoceno, pero nosotros hemos podido comprobar su presencia y así se ha marcado en la representación efectuada.

Otro retazo de esta zona de corrimiento puede verse en el Tosal de Cocentari, sobre las margas miocenas, con

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
— <i>subatacicus</i> , Douv.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—

y más al este, en el Peñón de Ifach:

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
— <i>millecaput</i> , Boub.	—
— sp.	—

<i>Discocyclina</i> aff. <i>strophiolata</i> , Gümbel.	Luteciense.
— aff. <i>nummulitica</i> Gümbel.	—
<i>Pellastispira</i> sp.	—
<i>Lagena</i> sp.	—
<i>Amphistegina</i> sp.	—

en una caliza blanca sacaroidea que descansa sobre margas miocenas. Para Darder, parte de estas margas son cretáceas, pero por más que hemos buscado no hemos hallado prueba paleontológica que lo justifique.

Otros afloramientos eocenos aparecen en los alrededores de Callosa de Ensarriá, en la zona alta del río Guadalest. A veces se trata de afloramientos grandes (véase el mapa), pero otras veces suelen ser retazos aislados dentro de la masa general de Keuper de la zona.

Junto al pueblo de Callosa de Ensarriá hemos recogido:

<i>Nummulites</i> sp.	Luteciense superior.
<i>Operculina paroni</i> , Checchia-Rispoli.	Luteciense superior.
Valvulina y otros textuláridos.	
Lagénidos.	Luteciense superior.

Hacia el NE., en la terminación occidental de la Sierra de Bernia:

<i>Nummulites granifer</i> , Douv.	Luteciense inferior.
— <i>perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
— <i>irregularis</i> , Deshayes.	—
— <i>subirregularis</i> , de la Harpe.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—
<i>Discocyclina bartholomej</i> , Schlumb.	—
<i>Pellastispira douvillei</i> , Baussac.	Eoceno.

Próximo al Km. 7 de la carretera de Callosa a Guadalest:

<i>Assilina granulosa</i> , d'Arch.	Ipresiense-Luteciense.
— <i>pustulosa</i> , Doncieux.	—
<i>Nummulites atacicus</i> , Leym.	—
— <i>subatacicus</i> , Douv.	—
<i>Operculina</i> sp.	—

Darder cita gran cantidad de fósiles recogidos por él mismo; Nicklés, Cotteau, Jiménez de Cisneros y Gómez Lluca en las zonas de Fariner y Ferragest, próximas a la localidad de Callosa.

Siguiendo hacia el mar el valle del Guadalest, próximo a Altea hemos encontrado:

<i>Nummulites perforatus</i> , Denys de Monfort.	Luteciense.
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—
<i>Discocyclina archiaci</i> , Schlumb.	—

<i>Nummulites atacicus</i> , Leym.	Luteciense inferior.
<i>Serpula</i> sp.	—
<i>Nummulites uronensis</i> , Heim.	—
<i>Assilina exponens</i> , Sow.	—

En el mismo pueblo de Altea, en la parte superior de la montaña que domina al pueblo, recogimos un ejemplar magníficamente conservado de

*Palaeodictyon majus*, Meneghini. Flysch eoceno.

En el centro de la Hoja, en las proximidades de Alfaz del Pi, puede observarse el tránsito insensible del Cretáceo al Eoceno.

Según R. Busnardo y M. Durand Delga la mitad superior del tramo de margas esquistosas pertenece al Paleoceno: además de las globoroteras precedentes se observa:

<i>Truncorotalia angulata</i> .
— <i>crassata</i> var. <i>aequa</i> .
— <i>naussi</i> .
<i>Globigerina aspensis</i> .
— <i>finlayi</i> .
— <i>lozanoi</i> .
— cf. <i>soldadoensis</i> , etc.

todavía con algunas formas senonenses.

La parte superior de esta formación ha dado:

<i>Truncorotalia acuta</i> .
— <i>angulata</i> .
— cf. <i>marksii</i> .
— <i>velascoensis</i> .
<i>Globorotalia membranacea</i> .
<i>Globigerina finlayi</i> .
— <i>linaperta</i> .
— <i>tanrobaensis</i> .

Calizas blanquecinas (aproximadamente un metro) con

<i>Discocyclina seunesi</i> .
<i>Operculina heberti</i> .
<i>Miscellanea</i> .
Rotálidos.
<i>Distichoplax biserialis</i> .

Este nivel pertenece netamente al Paleoceno.

Margas blancas (50 m. aproximadamente) que contienen en todo su espesor microfaunas paleocenas análogas a las de la parte superior de la formación primera, que hacia arriba pasan a margas blanquecinas (más de 100 m.) con raros lechos calizos. En el ter-



cio inferior, inmediatamente al E. de Foyes Blanques, estas últimas han dado una rica microfauna del Eoceno inferior.

- Truncorotalia aragonensis*.  
 — *crassata* y var. *densa*.  
*Globigerina aspensis*.  
 — *finlayi*.  
 — *linaperta*.  
 — cf. *lozanoi*, etc.

Hacia el techo se encuentran lechos con pequeños nummulites indeterminables y microfauna del Ipresiense-Luteciense inferior, teniendo, además de las especies precedentes:

- Globorotalia lehneri*.  
*Neorotalia alicantina*, etc.

Unos dos kilómetros al O. de Alfaz del Pi, en el camino de La Maga, nosotros hemos recogido:

- Discocyclina archiaci*, Schlumb. Luteciense.  
*Assilina granulosa*, d'Arch.  
 — *exponens*, Sow.  
*Nummulites atacicus*, Leym.  
*Operculina canalifera*, d'Arch. Luteciense.  
 — *paronai*, Checchia-Rispoli. Luteciense.

Al NO. de Alfaz del Pi, en el Racó, los ejemplares encontrados

- Nummulites lucasanus*, DeFrance y d'Arch. Ipresiense.  
 — *planulatus*?, Lam. —  
 — *granifer*, Douv. —  
 — *atacicus*, Leym. —  
*Assilina granulosa*, d'Arch. —  
 — *pustulosa*, Doncieux. —  
*Discocyclina scalaris*, Schlumb. —

nos han determinado muy bien el Ipresiense.

En la costa, al O. de Benidorm, próximo al cuartel de carabineros de la punta occidental de la playa de Poniente, en plena caliza de corales, hemos recogido:

- Corales. Eoceno.  
 Equínido.  
 Radiolas de *Cidarís*. Eoceno.  
*Lithophagus* sp. —

Siguiendo la costa hacia Villajoyosa, en el lugar denominado La Cala, en otro banco de corales:

- Isastraea* sp. Eoceno.  
*Stylocoenia* sp. Eoceno.

- Echinolampas* sp. Eoceno.  
 Radiolas de *Cidarís*. Eoceno.

y al pie de la Torre Vigía de esa misma zona  
*Stylocoenia emarciata*, Lam. Eoceno.

El resto del Eoceno de los alrededores de Benidorm, está constituido por el flysch, con margas más o menos arenosas en las que se intercalan, a veces, pequeños niveles calizos.

Darder ha completado un corte de la serie dada por Nicklés desde Benidorm en dirección a Villajoyosa.

En toda la zona de La Marina, como bien observa Darder, no se encuentra la facies caliza (descontada la caliza de corales).

En cuanto a la presencia del Ipresiense, creemos está suficientemente probado por los estudios micropaleontológicos de Busnardo y Durand Delga y por nuestros hallazgos de *Nummulites lucasanus*, en Alfaz del Pi.

## OLIGOCENO-AQUITANIENSE

Ante la imposibilidad de encontrar un criterio paleontológico de separación, hemos preferido incluirles en un mismo apartado.

Los fósiles encontrados, o mejor dicho, sus asociaciones, no son lo suficientemente determinativas.

En la Hoja de Altea se presentan estos terrenos en dos facies claramente diferenciadas: calizas y flysch.

La Sierra de Bernia y su prolongación por el Morro del Toix, están constituidos por calizas en bancos gruesos, duros y compactos, grises en superficie y blancos al corte, con secciones de grandes lepidocyclinas.

A la entrada de los túneles del Mascarat, en dirección a Altea, casi en el contacto con las calizas hemos recogido

- Nephrolepidina tournoueri*, Lem. y Douv.  
 — *simplex*?, Douv.  
 — *partita*, Douv.  
 — *marginata*, Micht.

Lepidocyclinas inclasificables.

y entre los dos túneles, junto al puesto de carabineros, en las mismas calizas

- Nephrolepidina simplex*, Douv.

En las calizas del Morro del Toix, en la misma cima, hemos encontrado

*Nephrolepidina tournoueri*, Lem. y Douv.

— *marginata*?, Micht.

Lepidocyclinas inclasificables.

y en la punta del Mascarat

*Nephrolepidina marginata*, Micht.

En esta misma zona, pero ya en claro flysch hemos recogido junto al Km. 142 de la carretera de Almería a Valencia:

*Eulepidina formosoides*, Douv.

La zona de flysch, se hace más importante hacia el oeste de la Hoja, y ya en los alrededores de Benidorm, es la única que existe.

En el mismo límite occidental de la Hoja, junto al p. k. 120,5 de la carretera de Almería a Valencia, hemos recogido:

*Nephrolepidina marginata*, Micht.

— *partita*, Douv.

— *radiata*?, Martín.

*Eulepidina* sp.

*Pellatispira* sp.

y en la misma zona, hacia la playa:

*Nephrolepidina simplex*, Douv.

— *tournoueri*, Lem. y Douv.

Otro afloramiento oligoceno hemos encontrado al NE. del Puig Campana, cerca de la casa del Morgoch, con abundantes lepidocyclinas.

Al N. de la Sierra Bernia, en el barranco Salado:

*Nephrolepidina marginata*, Micht.

— *morgani*, Lem. y Douv.

*Eulepidina raulini*, Lem. y Douv.

— *dilatata*, Micht.

— sp.

En la parte sur de la Sierra de Oltá, hemos encontrado un retazo de flysch oligoceno, sin duda arrastrado por el corrimiento del Eoceno, con

*Eulepidina raulini*, Lem. y Douv.

— *roberti*, Douv.

*Nephrolepidina marginata*, Micht.

En las calizas y en el flysch, en los tramos superiores, es frecuente encontrar equínidos inclasificables, que quizá correspondan al género Santella.

De las calizas se han hecho bastantes preparaciones para su estudio al microscopio.

En general, se trata de calizas brechoides, de tonos claros muy llenas de restos costeros, cuyas asociaciones varían de unas muestras a otras. A veces predominan las operculinas, a veces las algas melobesias o las miogypsinas y otras los equinodermos.

El estudio efectuado sobre la caliza de los túneles del Mascarat, nos da:

Caliza ocre gris con enorme cantidad de restos orgánicos, en general reducidos a fragmentos, de grandes lepidocyclinas, globigerinas (tipo *G. venezuelana*), *Operculina Cibicides* y otros anomalínidos. Corresponden a un depósito epicontinental, que por la presencia de lepidocyclinas consideramos Oligoceno superior-Aquitaniense.

Otra muestra recogida en la punta del Mascarat, nos da:

Caliza brechoide gris-ocre-claro, con muchos restos orgánicos menudos que le dan un aspecto de brecha fina. Contiene: melobesias, amphistegina, operculina, globigerina, *Miogypsinella complanata*, miogypsinoides y lepidocyclinas y fragmentos de caliza del Senonense.

El resto de las muestras presenta gran similitud, con predominio de melobesias (lithothamnium).

## MIOCENO

Descontado el Aquitaniense que hemos incluido en el apartado anterior, por similitud de facies y faunas, sigue estando ampliamente representado el Mioceno, con el Burdigalense y el Helveciense.

El Burdigalense está constituido por margas gris-azuladas, arriñonadas unas veces y otras hojosas y desagregadas, con lechos de 15 cm. de areniscas amarillas.

Sobre las calizas oligoceno-aquitanienses, encontramos niveles conglomeráticos delgados, con canto calizo redondeado o irregular, de tamaño mediano a chico y cemento calizo.

En tránsito gradual, pero rápido, se pasa a un flysch margo-calizo-arenoso, pardo amarillento con péctenes.

Sobre él aparece una serie de calizas margosas y margas calíferas en lechos delgados y muy regulares, de tonos gris-amarillentos, alternantes con lechos margosos delgados. Faltan aquí los bancos de arenisca para ser un auténtico flysch.

Estas margo-calizas gris-amarillentas, con péctenes y equínidos se desagregan en bolos.

Inmediatamente encima recibe un paquete de margas grises, desagregadas y arriñonadas. Estas margas están frecuentemente replegadas, por lo que resulta muy difícil medir su potencia.

Ocasionalmente estas margas son fétidas, organógenas, con trazas de asfalto, con fractura gris oscura.

La serie suele terminar con unos bancos gruesos de areniscas compactas, pardo-amarillentas.

En los tramos inferiores hay gran abundancia de péctenes y equínidos, que casi constituyen una especie de conglomerado, unidos por un cemento arenoso, duro, que impide su extracción.

En la base de Oltá, en su falda occidental, recogimos un buen ejemplar de

*Chlamys scabiellus*, Lamk. Burdigaliense-Saheliense.

y en el Km. 144 de la carretera de Almería a Valencia, otro de

*Carcharodon megalodon*, Agass.

Al NE. del Peñón de Ifach, de entre los fósiles recogidos sólo han podido ser bien clasificados varios ejemplares de

*Amussium duodecimlamellatum*, Bronn. Burdigaliense-Tortonense.

y junto al cementerio de Calpe:

*Flabellipecten burdigalensis*, Lam.

*Schizaster desori*, Wright.

*Hemiaster* sp.

En el resto de los afloramientos, tanto la litología como las faunas de péctenes y equínidos, son lo suficientemente claras como para asegurar su clasificación.

De las margas gris-azuladas se han estudiado varias preparaciones al microscopio, con análoga microfauna.

Contienen una cantidad enorme de *Globigerina bulloides*, *G. venezuelana* y *Globigerinoides trilobus*, junto con otros foraminíferos (*Bolivinoidea miocenicus*), *Angulogerina*, *Dentalina*, *Globoquadrina dehiscens*, *Glandulina laevigata*, *Uvigerina asperula*, *Clavulina*, *Gyroidina girardana*, *Pleurostomella bierigi*, *Textularia*, *Eponides umbonatus*, *Nonion soldanii*.

Junto al cruce de la carretera de Alfaz del Pi a la de Benidorm a Callosa de Ensarriá, se encuentra una pequeña elevación conocida como Sierra de la Almuja o Almuxara, en la que Nicklés cita la existencia del Helveciense con *Flabellipecten besseri* Andr. y *Terebratula* cf. *ampulla* Brochi.

Hemos podido comprobar el corte que Darder Pericás da de esta sierra, con un nivel inferior de pudinga y caliza blanca transgresiva sobre el Keuper y otro superior de caliza amarillenta, arenosa, dura, con péctenes y grandes ostreas, imposibles de extraer de la roca, pero entre las cuales hemos podido reconocer la

*Ostrea crassissima*, Lam.

Conforme se baja hacia Altea la Vella desde el fuerte de Bernia se encuentra a media ladera de la Sierra de Bernia, un retazo de conglomerados de canto calizo eoceno y cretáceo unidos por cemento calizo-arcilloso, en estratificación horizontal, discordante sobre todos los terrenos de la sierra.

Teniendo en cuenta la edad de los últimos movimientos orogénicos importantes de la zona, creemos deben atribuirse al Plioceno superior o al Plioceno.

## CUATERNARIO

Varios yacimientos cuaternarios marinos (tirrenienses) se han citado en la porción de costa de los alrededores de Altea, siendo especialmente notable el del Cap Negret, junto a Altea, situado sobre un pitón de ofitas y rodeado por arcillas y margas triásicas.

El yacimiento de Cap Negret ha sido estudiado entre otros por Novo (34), Fallot (19) y Darder, así como otros yacimientos cercanos.

Característica de todos ellos es un nivel sobre el mar, relativamente pequeño, nunca mayor de unos 10 m. (sólo consideramos la Hoja de Altea).

Sobre estas formaciones, compuestas de conglomerados y areniscas calizas, hay en algún sitio depósitos de acarreo que alcanzan, junto a la Barra de la Galera (al SO. de la Sierra de Toix), potencias de 70-90 metros.

Novo cita depósitos semejantes a los del Cap Negret junto a

la Punta de la Escaleta de Benidorm, también a nivel del mar, pero sin citar especies.

Nosotros hemos encontrado en el costado SE. de la Sierra Helada, en contacto con el Aptense, restos de una terraza marina, de reducida extensión, pues en planta no tendrá más de unos metros cuadrados, formada principalmente por arenisca caliza, característica de esta formación marina cuaternaria, con la siguiente fauna:

*Trochus fragoroides*, Lam.

*Purpura (Stramonita) haemastoma*, Linné.

*Ostrea edulis*, L.

Sorprende el hecho de que los estratos de esta terraza tienen aparentemente rumbo y buzamiento muy parecidos (N. 30 E.-15 N.) a los uniformes paquetes cretáceos que componen la Sierra Helada, pero aún es más sorprendente el que esta terraza esté situada a 170 metros sobre el nivel del mar.

Las especies citadas son cuaternarias, pero especialmente la *Purpura haemastoma* y la *Ostrea edulis* han sido citadas por los autores anteriores en el Tirreniense de esta costa mediterránea y por Muntaner en Palma de Mallorca.

La Punta de la Escaleta está separada de la Sierra Helada por una falla de casi 200 m. de salto, quedando a nivel del mar las mismas capas aptenses a que nos hemos referido anteriormente.

La terraza marina que cita Novo en este sitio debe, por consiguiente, corresponderse con la encontrada por nosotros a 170 metros en el flanco levantado de la falla.

Esta falla es, por tanto, de edad cuaternaria, y la importancia de ella (200 m. de salto) nos hace considerar la magnitud de los movimientos recientes en esta zona.

La Sierra Helada y la Punta de la Escaleta debían encontrarse al mismo nivel en el Cuaternario medio (¿Tirreniense?), nivel que coincidía con el del Cap Negret (10 Km. más al N.).

En el capítulo siguiente de Tectónica apuntamos más detalladamente nuestra hipótesis sobre el mecanismo de formación de esta falla, debido a la tectónica diapírica de las formaciones triásicas.

Entre la Sierra Helada, la falda meridional de Bernia y las estribaciones orientales de Aitana, se encuentra un relleno cuaternario reciente de costras calizas y aluviones, en general de poca

potencia, pero que a veces las ramblas nos muestran cortes de más de 30 metros, y el ya citado de la Barra de la Galera, de 70-90 metros.

Al pie de las sierras se encuentran potentes rañas y pie de montes.

## TECTONICA E HISTORIA GEOLOGICA

### A. GENERALIDADES

La Hoja de Altea presenta una variedad tectónica sorprendente. Dentro de ella se diferencian claramente tres áreas. La del centro corresponde al extenso asomo triásico de arcillas, margas y yesos. Al NE. y SE. de la mancha triásica existen dos regiones totalmente distintas.

La región meridional tiene unas características tectónicas intensas y de gran amplitud, aunque sin llegar al estilo de grandes roturas y despegues. Las series sedimentarias son potentes y en su mayoría margosas. Frente a los esfuerzos orogénicos se han plegado conjuntamente en amplios sinclinales y anticlinales. Sólo localmente se observan repliegues.

La banda central noroeste-sudeste está definida por un enorme asomo triásico, de carácter diapírico, jalonado por importantes fracturas y contra el cual van a estrellarse las corridas de la región anterior. La formación del diapiro plantea, dentro de la norma tectónica regional, una serie de problemas a los que trataremos de ir dando respuesta en el presente capítulo.

La región septentrional está dominada por la Sierra de Bernia, unidad geográfica sencilla que oculta una complejidad geológica considerable. En ella y en las sierras y cabezos que la bordean tienen lugar los fenómenos tectónicos más violentos de la Hoja, llegando a producirse verdaderos corrimientos que se ponen de manifiesto con claridad en el Peñón de Ifach y en la Sierra de Oltá.

Los periodos orogénicos que afectaron a la zona comenzaron entre Eoceno y Oligoceno, para alcanzar su intensidad mayor durante el Mioceno medio, entre el Burdigaliense y el Vindoboniense.

Geológicamente, toda la Hoja puede incluirse en el borde externo del Prebético, en un área en la cual la sedimentación cretácica y eocena se realiza en facies batial, y donde salvo despues locales, las series son autóctonas.

En la figura I puede verse un esquema de las áreas y accidentes tectónicos más peculiares de la Hoja de Altea. A continuación vamos a describirlos brevemente, ya que en ellos hemos de basarnos para obtener una interpretación de los fenómenos regionales.

## B. ACCIDENTES TECTONICOS LOCALES

1) **Area del Suroeste.**—Este área comprende la región conocida por La Marina, con los pueblos de Benidorm y Alfaz del Pi en el eje, y limitada al este por la Sierra Helada y al oeste por el Puig Campana y las montañas de Ponocho y estribaciones de la Sierra Aitana. Hacia el norte queda limitada por una zona de fracturas que las ponen en contacto con las formaciones diapíricas triásicas.

En toda la zona las formaciones sedimentarias afectadas por el plegamiento son de gran potencia. La base visible de la serie corresponde a una formación de carácter epicontinental litoral del Jurásico superior y Eocretáceo inferior. En conjunto forman el paquete más rígido de la formación plegada. Sobre ella existe una potente serie que alcanza hasta la base del Mioceno, con una secuencia general positiva de molasas-calizas-margas-margas arcillosas, salvo la intercalación caliza del Turonense.

El conjunto resulta bastante plástico; se ha plegado en anticlinales y sinclinales de amplio radio de curvatura con pliegues concéntricos, salvo en puntos muy locales y cerca del borde norte de la zona, donde se pueden ver, como en el área de Alfaz del Pi, una serie confusa de repliegues. Pero, repetimos, este tipo tectónico está localizado en el borde del diapiro triásico y junto a alguna fractura.

La serie, hasta el Oligoceno y base del Mioceno inclusive, se

muestra en algunos sitios aparentemente concordante. En dos de los puntos en que puede observarse mejor el tránsito Eoceno a Oligoceno-Aquitaniense aparecen en concordancia. En el área del SE. de Benidorm la conformidad en estratificación y litofacies es absoluta y sólo la aparición de fósiles oligocenos permite realizar la separación. En el área entre el collado del Llam y Castell de Guadalest (al NO. y fuera de la Hoja), el tránsito Eoceno-Oligoceno se hace desde unas calizas eocenas a una serie de facies flysch (pero que no es verdadero flysch) de edad oligocena, también en aparente concordancia.

A la vista únicamente de estos datos parecería que los primeros movimientos que ocurran en la Hoja son de edad miocena. Sin embargo, en otros lugares hay notables discordancias entre sedimentos cretáceo-eocenos y en los oligocenos, por lo que el problema requiere un análisis más minucioso que esbozaremos en otro apartado (3.ª).

Sobre los sedimentos oligoceno-aquitanienses existen en este área unos depósitos miocenos altos, un Vindoboniense marino netamente discordante sobre la serie anterior plegada. Finalmente existen grandes extensiones de fanglomerados y depósitos torrenciales probablemente cuaternarios antiguos, aunque Darder se inclina a considerarlos del Mioceno superior o del Plioceno.

Por último, se ve una regresión cuaternaria, con un Tirreniense marino que forma algunas terrazas adosadas a la costa, y el notable depósito a una considerable altura en la Sierra Helada, cuya disposición es bastante confusa y difícil de explicar.

Pasada revista a las discordancias y litología de las series plegadas que constituyen la zona, vamos a describir los principales accidentes tectónicos y estructuras que se dan en ella.

a) **SINCLINAL DE LA MARINA** —La Marina es un área extensa que con dirección SO.-NE. se extiende por el sur de la Hoja limitada al E. por la Sierra Helada y al O. por la Sierra Cortina, estribación del Puig Campana.

La parte SE. de los cortes generales XXI y XXII muestra claramente la disposición de la estructura. El eje lleva una dirección general SO.-NE. y pinza hacia el SO. dejando aparecer en este sentido estratos cada vez más jóvenes. En Alfaz del Pi asoma el Cretáceo y hacia la zona del vértice Castilla, en el SO., capas oligocenas.

La mayor parte de toda el área está recubierta, sobre todo en su centro, por los depósitos cuaternarios, que dificultan la apreciación de los rumbos y buzamientos de la estructura profunda. Sin embargo hay un limitado número de barrancos, que pueden verse en el plano general, que permiten el estudio.

En estos barrancos, han realizado unos detallados cortes estratigráficos M. Durand Delga y J. Magné, con recogida sistemática de muestras para el estudio de la microfauna, y han demostrado el paso continuo del Cretáceo al Eoceno sin más cambio sensible de facies que un pequeño nivel conglomerático intercalado en el Maestrichtiense. Han probado también la presencia del Danés.

Las capas más bajas de la estructura afloran en los acantilados de la base de la Sierra Helada y corresponden a un Eocretáceo inferior, con probable presencia, según la opinión de Nicklés, Darder y la nuestra propia, del Neocomiense en facies litoral areniscosa molásica y calcárea.

Dentro de la estructura general sinclinal, la Sierra Helada ofrece una ligera inflexión, que ligada con la altura de la terraza cuaternaria (30) llevan a la opinión de un movimiento muy reciente de elevación del borde SE. de dicha sierra, probablemente debido al Trías diapírico que aparece en tantos sitios en la región.

En el borde occidental, en la Sierra Cortina, las capas inferiores pertenecen al Cenomanense. En el sinclinal de La Marina no se aprecia vergencia especial de los pliegues. El plano axial es sensiblemente vertical. Los cortes por los escasos barrancos que taján transversalmente la estructura muestran buzamientos grandes y continuos, indicando la gran amplitud de la estructura. En el plano general que acompaña a la memoria se indican algunos de los buzamientos más significativos, y en los cortes se puede ver la regularidad y potencias de la serie plegada.

La orientación del pliegue SO.-NE. es la típica del sudeste español y obedece a empujes tangenciales del SE. hacia el NO. Estamos aquí ya, contra lo que parece indicar la zona norte de la Hoja, fuera de la zona bética interna e incluso del subbético, con sus series mesozoicas despegadas y cabalgadas. Existen aquí plegamientos violentos pero no máximos, es decir, un tipo subpirenaico o vasco, en el cual los fenómenos de tipo cabalgamientos, corrimientos, etc., carecen, en los raros sitios que pudieran existir, de importancia y amplitud regional.

b) ANTICLINAL DE LA SIERRA CORTINA.—De la observación de los cortes generales XXI y XXII puede deducirse que al occidente del sinclinal de La Marina hay un anticlinal de menor importancia, desigual, cuya estructura geológica se refleja fisiográficamente en la Sierra de Cortina.

El eje de este anticlinal arrumba de SO. a NE., algo más al ENE. que el sinclinal antes descrito. Su eje pinza al NE., terminando en un cierre periclinal roto y fallado.

La erosión ha desmantelado este anticlinal secundario, y se ha detenido en los estratos más resistentes de las calizas compactas del Turonense. Los buzamientos del flanco SE. son suaves, como puede apreciarse en los cortes generales, adaptándose el relieve del paisaje a una forma de «dip-slope». Un barranco ha tajado la estructura y ofrece en ventana erosiva las capas margosas cenomanenses en medio del cinturón de las compactas calizas del Turonense. Sobre ellos, y con mayores buzamientos al SE., hasta los 45 grados y mayores, se apoyan concordantemente las series calizo-margosa y arcilloso-margosa del Senonense y Cretáceo superior.

El flanco noroeste del anticlinal está abortado. Lo limita una importante fractura, estrechamente relacionada con el diapiro triásico de la segunda área tectónica que estudiamos más adelante.

Dicha falla pone en contacto el Cenomanense del lado NO. con el Senonense del flanco SE. y se prolonga más allá de los límites de la estructura.

En profundidad, la rotura alcanza hasta el Trías plástico, que en todo este plegamiento ha actuado como superficie de despegue, y que a través de la falla se ha deslizado extrusivamente hasta aflorar en la superficie.

Como hemos apuntado, la estructura cierra periclinalmente hacia el NE., junto a la falla indicada y con un cortejo de fallas menores directas, de flanco, también probablemente post-orogénicas y producidas como reajuste de la estructura plegada a la sollicitación de la falla principal.

El Cenomanense aflora aisladamente en algunos puntos, al norte del anticlinal, medio oculto por un cuaternario potente que acaba en el Trías y subproducto asimismo de la zona de falla.

El anticlinal de Sierra Cortina es una estructura de segundo orden dentro del área estudiada.

c) **SINCLINAL DE AMANIELLOS-TAPIADA.**—Al noroeste de la Sierra Cortina, entre ésta y el pico de Puig-Campana, encontramos otra estructura secundaria. Los cortes XXI y XXII dan idea de este sinclinal.

Consiste en un pliegue de eje OSO.-ENE., sensiblemente paralelo al anticlinal de la Sierra Cortina pero que cierra hacia el NE. rápidamente en proa de barco. El eje pinza hacia el oeste.

El flanco sur del sinclinal está formado por la falla apuntada en el párrafo anterior. Un triás extrusivo cubre las capas cenomanenses. Hacia el noroeste afloran, en el flanco de Puig Campana el Senonense y debajo el Turonense, con buzamientos grandes, cercanos a la vertical. El centro del sinclinal está ocupado por las margo-calizas senonenses.

Hemos dicho ya que el sinclinal cierra periclinalmente hacia el noroeste, y deja aparecer las capas cenomanenses que limitan la estructura. En las disposiciones que hemos descrito, vimos que los ejes iban pinzando alternativamente al NE. y SO., dando en conjunto una disposición en relevo de anticlinales y sinclinales, pinzando los ejes de los sinclinales hacia el SO. y los ejes de los anticlinales hacia el NE. La disposición se conserva en toda el área del suroeste que vamos revisando, pero es en este sinclinal donde la inclinación del eje se manifiesta más intensamente, y donde no es posible estudiar el cierre completo de la estructura.

La disposición en relevo de anticlinales y sinclinales caracteriza las áreas en que los surcos de sedimentación son pequeños y variados, dentro de un conjunto geosinclinal. Dicha disposición se refleja muchas veces, y en el SE. español especialmente, en cambios de facies abundantes y distintos a lo largo de la historia geológica. Los cambios de facies suelen ser de mayor envergadura para apreciarlos debidamente dentro del ámbito de una hoja, pero basta a menudo una disposición en relevo de estructura de las dimensiones encontradas en la Hoja de Altea para avezar la atención sobre este punto y esperar que se produzcan, a la escala de una hoja o mayor, cambios de litofacies apreciables.

El cierre periclinal del sinclinal de Amaniellos-Tapiada es, por otra parte, más violento de lo normal visto en las estructuras anteriores. Indudablemente, también ha influido en él el diapiro triásico que venimos nombrando y que más adelante examinaremos.

Dentro de la cuenca sinclinal, y adosado a las faldas del Puig Campana, se encuentran formaciones sedimentarias miocenas que

se han depositado sobre un relieve anterior claramente establecido. No tienen más fósiles que unos grandes fragmentos de ostreas y deben asignarse a un Mioceno superior. Junto al Puig Campana se presentan como conglomerados bastos, y alejándose de la ladera pasan a maciños y margas. Esta formación, que no participa ya de la estructura sinclinal, alcanza adosada hasta el nivel actual de 500 m. sobre el nivel del mar.

El cierre periclinal de la estructura se marca sensiblemente en el relieve actual, por destacar como crestas los cerros coronados por la caliza turonense, entre formaciones inferior y superior más blandas.

d) **ANTICLINAL DEL PUIG CAMPANA.**—El Puig Campana constituye la montaña más espectacular de la Hoja. Por su posición y altura puede verse desde cualquier punto de ella, pero queda alejado de cualquier cómodo acceso. Por todo ello ha despertado siempre gran curiosidad de geólogos y fisiógrafos, curiosidad que la mayor parte de las veces ha superado el estudio realizado.

La cumbre de Puig Campana (1.400 m.) queda fuera de los límites de la presente Hoja, cuya área alcanza sólo a los 1.145 metros de altura.

El estudio más completo que conocemos de dicha montaña se debe a Darder, que tan intensa y eficazmente ha trabajado en la zona. En nuestras excursiones a este pico, y por lo que se refiere a la ladera que comprende nuestra Hoja, no hemos tenido, sin embargo, otro remedio que diferir de la opinión de este autor.

Puig Campana forma en nuestra zona el núcleo de una bóveda anticlinal, muy aguda, pero no presenta la complicación tectónica que le presta Darder. La observación es por demás difícil en esta montaña, pues la mayor parte de sus flancos se hallan cubiertos por un derrubio de ladera, a veces muy consolidado, formando una verdadera brecha sedimentaria, de apariencia estratificada y con buzamiento acorde con la pendiente de las laderas. No obstante, hay algunos puntos en que esta brecha deja aparecer las formaciones infrayacentes. Además, hacia la cima, desaparece la brecha y es sustituida por unas corridas de caliza en bancos verticales y cuyos rumbos van variando en forma de recinto amurallado alrededor del pico.

Las calizas verticales se encuentran muy fracturadas y endurecidas, rodeadas de canchales y en el interior del recinto que



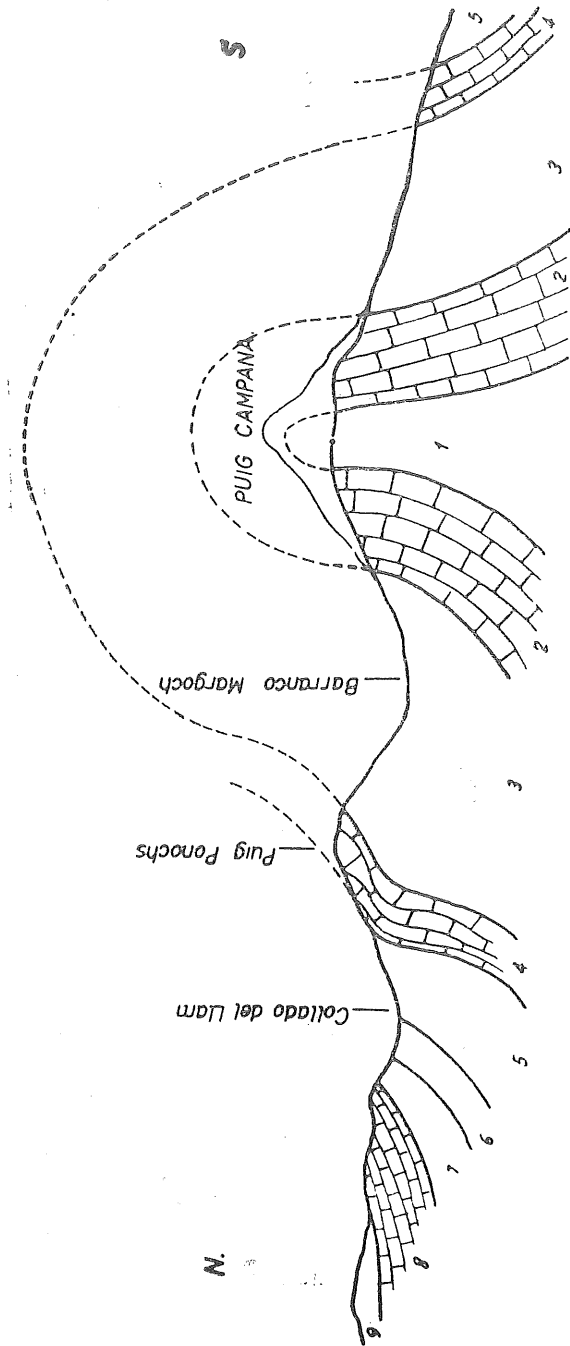


Fig. 2. — Corte N.-S. de la estructura del Puig Campana.

1, Jurásico.—2, Eocretáceo.—3, Cenomanense.—4, Turonense.—5, Senonense.—6, Maestrichtiense-Danés.—7, Eoceno inferior y medio.—8, Luteciense-Bartoniense.—9, Oligoceno-Aquitaniense.

forman dejan aparecer otras calizas más margosas y desagregadas, con abundante lithothamnium, cuya edad en base a su microfauna ha sido posible determinar como del Jurásico superior, ya cerca de la cota 1.100.

Enlazando los extremos occidentales de los cortes I y XXII se puede formar idea de la disposición anticlinal del Puig Campana. Para esquematizarlos, en la fig. 2 se ofrece un corte N.-S. a escala arbitraria, de la estructura.

Dejando aparte la presencia de un «testigo superior en el mismo Puig Campana», que no hemos visto en la zona comprendida en nuestra Hoja, la fig. 219 de Darder se separa ampliamente de nuestras observaciones de campo.

La presencia indudable de un Cenomanense en todo el flanco oriental de Puig Campana, bajo el cual yace un potente complejo calizo casi vertical, que el mismo Darder identifica como Aptense, y el hallazgo de Jurásico superior cerca de la cima, nos inclinan a una hipótesis menos espectacular que la de dicho autor.

Por otro lado, este mismo geólogo asigna una edad eocena a las cimas inmediatamente al norte del barranco Margoch, lo cual es sólo parcialmente cierto. En la fig. 2 puede verse que al norte del barranco Margoch aparece el Turonense, y que el Eoceno no aflora hasta más al norte del Collado del Llam.

En la falda de la montaña, junto al Mas de los Monges, cita Darder dos pequeños afloramientos, uno de Eoceno y otro de Aquitaniense pétreo. Reconocida por nosotros la zona, hemos encontrado únicamente unas lepidocyclinas del Oligoceno-Aquitaniense.

El dato es importante porque ya hemos apuntado más arriba que en los dos grandes afloramientos del Oligoceno-Aquitaniense, el del SO. de Benidorm y el del N. del Puig Campana, el yacente era el Eoceno, y estaban aparentemente concordantes. Resulta ahora que nos hallamos con un oligoceno-aquitaniense reposando discordante sobre un cenomanense. Por añadidura Durand Delga y Magné, en sus trabajos de micropaleontología, notan entre Eoceno y Oligoceno la falta de pisos superiores al Bartoniense, «debido al carácter transgresivo del Oligoceno». Más adelante examinaremos el conjunto de este interesante problema.

La estructura anticlinal de Puig Campana se nos aparece como un cierre periclinal, con un eje E.-O., algo NE.-SO. y pinzando rápidamente al NE. Las capas van aumentando de pendiente con-

forme nos acercamos al pico, hasta llegar a buzamientos verticales. Hacia el N. y S. se van tendiendo paulatinamente, hasta llegar a buzamientos de 45 grados. En la parte septentrional, ante el barranco Margoch y el collado del Llam, existe un notable repliegue en las calizas turonenses y margo-calizas senonenses, cuya representación diagramática se ensaya en la fig. 3, en la que se ha dibujado la caliza turonense y la eocena.

Al acercarse al borde del diapiro triásico las directrices tectónicas se hacen confusas y parecen tomar directrices NO.-SE. El estudio de estos bordes lo haremos conjuntamente con el extenso afloramiento yesífero.

En la base del barranco de Margoch tenemos un pequeño cabalgamiento de dirección NO.-SE., que puede verse en el corte

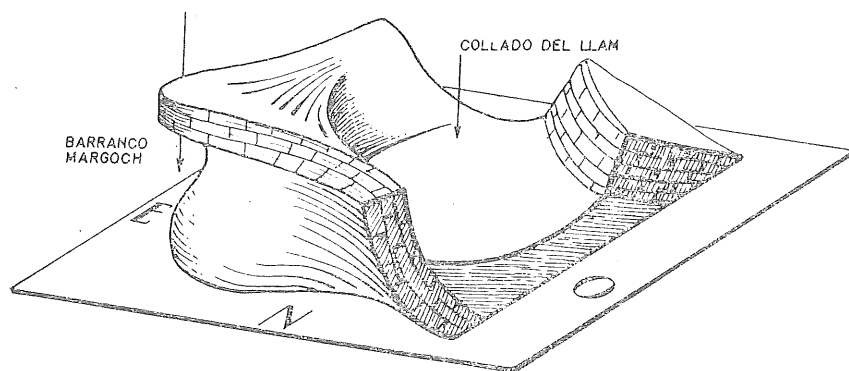


Fig. 3.—Repliegue turonense al N. del Puig Campana.

general XX. El flanco que monta es el del SO. Simultáneamente existen algunas fallas secundarias que se han representado sumariamente en el plano general.

2) **Diapiro triásico.**—Todo el centro de la Hoja de Altea ocupa una extensión de arcillas yesíferas, margas y algunas hileras de caliza tableada de edad conjunta triásica.

Las diversas capas presentan una disposición caótica, sin visible ordenación general, con típico carácter diapírico. Localmente las capas aparecen ordenadas, pero dentro del conjunto no ofrecen estructura visible ni ordenación de niveles, que aparecen en plena anarquía. No puede calcularse espesor de la formación ni relación con otras series estratigráficas, totalmente variable.

Dentro de la masa general de tipo keuper germánico, aparecen asomos ofíticos característicos de los lugares en que el Keuper presenta gran potencia, como lo señalaron en su día Richter y Teichmüller.

Flotando sobre el conjunto triásico aparecen retazos de formaciones más modernas, aptenses, cenomanenses y turonenses. La edad de este movimiento diapírico es uno de los más interesantes problemas de la Hoja. En cuanto a su duración hay que hacer constar que permanece actualmente activo.

Se comprende este punto examinando los sedimentos cuaternarios recientes, que alcanzan gran espesor junto a la costa, al sureste de la sierra de Bernia, y que descansan directamente sobre el Triás. Dichos sedimentos están notablemente levantados e inclinados, no siendo raro encontrar buzamientos de hasta 15 grados y más. No se trata aquí de un basculamiento general, pues en el trozo de costa inmediatamente al S. de la Barra de la Galera, el Cuaternario, pinzado entre dos asomos de Triás yesífero, adopta una disposición sinclinal, con 16 grados de buzamiento en los bordes.

El Cuaternario antiguo marino de la Sierra Helada, que hoy día queda colgado a 150 m. de altura, parece indicar la intensidad con que se prosigue hoy día el movimiento ascensional del diapiro.

Sin embargo, su comienzo es muy anterior. Las terrazas cuaternarias marinas de Cap Negret llevan entre sus materiales restos de las ofitas que tienen al lado.

En general, el asomo triásico parece estrechamente relacionado con una serie notable de fracturas de primer orden, que parten radialmente de él. Vamos a estudiar con más detalle los bordes y fracturas de este diapiro, para llegar a un conocimiento lo más completo posible de su mecanismo de formación.

a) **FRACTURAS RADIALES DE PRIMER ORDEN.**—En la Hoja se ven claramente tres fracturas que prolongan el diapiro hacia el N. y O. La primera se dirige hacia el NNO., al término de Bolulla; la segunda va ONO. hacia Guadalest; la tercera va OSO. por el norte de Alfaz del Pi y sigue por el norte de la Sierra Cortina.

Aparentemente las tres fallas son de tipo descompresivo postorogénico, pero su disposición radial los refiere más directamente al diapiro que a un proceso de orogenie determinado.

En la fig. 4 se visualiza la posibilidad de tal tipo de fractura

debido a un empuje ascensional del diapiro. Es indudable que el diapiro se prolonga más adentro y debe tener también del lado oriental su cortejo de fallas.

Las fallas recientes de los dos extremos de la Sierra Helada y la falla, que cruzando el Morro del Toix alcanza el flanco de la Sierra de Oltá, confirman la hipótesis.

Dentro de su relación con el diapiro y de su carácter descompresivo, las fallas han actuado de forma diversa, y el salto y amplitud entre labios varía mucho de unos a otros.

En la falla de Bolulla se nivelan el Cretáceo superior y Eoceno con el Burdigalense; en la de Guadalest, el Eoceno con el Turo-

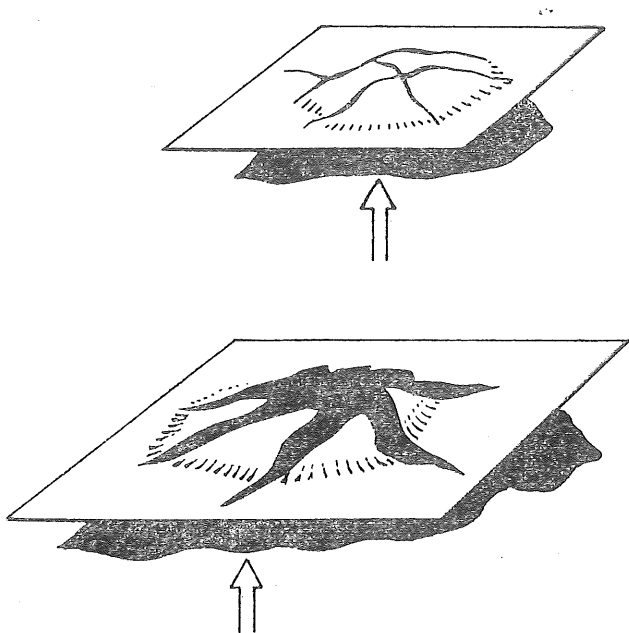


Fig. 4.—Fracturas radiales como cortejo de un diapiro.

nense; en la de Alfaz-Cortina el Senonense inferior y Cenomanense; en la de Morro del Toix no hay salto aparente; en los de la Sierra Helada el salto se mantiene dentro del Aptense.

Las tres principales, las del oeste y noroeste van perdiendo importancia al alejarse del diapiro. Sólo la de Alfaz-Cortina parece crecer, pero ello se debe a la proximidad de otro diapiro se-

cundario, fuera ya de la Hoja, en la zona occidental, en Finestrat y El Castellet.

La edad de las fallas tampoco puede determinarse. Acabamos de ver que afectan a terrenos que van desde el Cretáceo hasta el Cuaternario. Este mismo detalle es el que con mayor fuerza nos mueve a relacionarlos directamente con el proceso diapírico, siempre más lento y continuo que la fractura orogénica.

Sin embargo, aunque sigan actuando hoy día es interesante precisar el momento de arranque, o el momento en que empezaron a tener importancia. Atenderemos a esta cuestión más adelante, al considerar el conjunto del diapiro en relación con sus bordes.

b) BORDES DEL DIAPIRO.—A la vista de la extensión del afloramiento, puede parecer que el eje mayor del diapiro se manifiesta claramente con dirección NO.-SE. El asomo también diapírico de Finestrat da, por otro lado, preponderancia a la dirección SO.-NE. No se ve con claridad una dirección predominante del área ocupada por el diapiro.

Los bordes del afloramiento triásico son de naturaleza variable. Podemos agruparlos en dos tipos diferentes: el primero inscrito en el perímetro Altea-Alfaz del Pi-La Nuncia-Polop-Callosa de Ensariá; el segundo en línea con Callosa de Ensariá-Sur de la Sierra de Bernia-Sierra de Toix.

El primero no ofrece indicios de magnitud que demuestren una tectónica de borde diapírico. Hay, sí, en la zona de Alfaz del Pi un sin fin de repliegues de las capas del Cretáceo superior, en ocasiones imbricadas con el Trías, que producen un borde muy embarullado. Pero tanto en dirección a Altea como en dirección a Callosa de Ensariá el estilo se tranquiliza. Otro tanto ocurre al sur de Alfaz del Pi. Es decir, más que una dependencia del borde con el diapiro, parece relacionarse con la proximidad de la fractura de Alfaz-Cortina.

La serie cretácea y eocena parece unas veces estar directamente sobre el Keuper, otras bajo él y en ocasiones adosadas violentamente. En realidad se trata tan sólo de un efecto de borde, que se explica sencillamente por la continuada expansión del diapiro desde su formación. Pero, repetimos, basta alejarse unos cientos de metros del borde para que desaparezca el efecto, las estructuras podrían haber estado exactamente como están y no

existir el diapiro (dejando aparte las fallas antes descritas). Hemos podido estudiar toda el área suroeste de la Hoja sin hacer mención y sin notar la presencia del afloramiento triásico.

Por el contrario, el área norte de la Hoja presenta un carácter completamente distinto, y por ello hemos dejado su estudio para último lugar.

El borde al norte de Callosa de Ensañriá, y a lo largo del flanco meridional de la Sierra de Bernia, se presenta más definido, más violento tectónicamente y con una serie de peculiaridades que no podrían explicarse sin la presencia del diapiro.

No justificaremos ahora estas afirmaciones, labor que dejamos para el estudio del área norte, y no entraremos momentáneamente en el estudio comparativo de las áreas sur y norte, en cuanto tengan relación con el diapiro, para averiguar cuándo y de qué forma pudo éste desenvolverse. Para ello tendremos que referirnos a zonas más al sur y más al norte (algunas fuera de la Hoja) y comparar sus litofacies respectivas.

La facies del Cretáceo inferior y parte del Cretáceo superior no presentan variaciones de litología ni potencia *que puedan referirse* a una acción diapírica (aunque presenten variaciones de potencia y litología).

La divergencia litológica empieza a notarse con claridad a partir del Eoceno. En las figuras 5, 6 y 7 se muestran, dentro del ámbito de las hojas geológicas de Altea y Benisa, las litofacies del Eoceno, Oligoceno y Mioceno y las litopachas aproximadas de las series estratigráficas.

La serie eocena comienza con una facies margosa cuya potencia aumenta uniformemente de norte a sur. Durante el Eoceno medio (fig. 5), aparece una división más notable: en el norte aparecen las calizas, y entre éstas y las margas del sur hay una serie intermedia de molasas y calizas alternantes con margas. A finales del Eoceno la facies intermedia desaparece y el paso de las calizas del norte (que aumentan su superficie) a las margas se hace más rápidamente.

Durante el Oligoceno-Aquitaniense la diferencia es mucho más notable. Los potentes bancos calizos del norte adelgazan rápidamente y son sustituidos en el centro por una zona somera de margas y molasas. Quizás en alguna zona del centro no haya habido sedimentación (fig. 6). Hacia el sur, la facies molásico margosa aumenta considerablemente de potencia.

En el Burdigalense, las diferencias de potencias son más considerables todavía (fig. 7). Se mantiene la facies arcillo-margosa, con contenido variable de arenas, pero al norte presenta una potencia de hacia mil metros y más, que se pierde al sur. Probable-

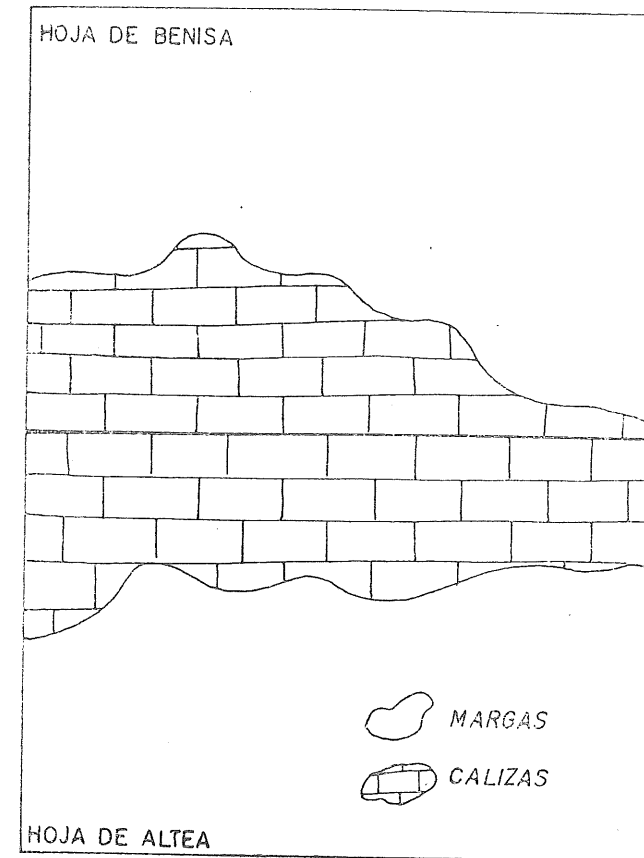


Fig. 5. — Litofacies del Eoceno medio.

mente apenas se depositó o no lo hizo en absoluto en una amplia zona central. Al noroeste y suroeste vuelve a aparecer.

Por último, en el Vindoboniense, los sedimentos se centran en una banda SE.-NO. La cuenca está muy localizada y las facies cambian en poco espacio entre conglomerados-molasas-margas. El Vindoboniense aparece claramente sobre una base de Triás en la zona más al este de la banda, mientras que por la parte occidental se apoya en sedimentos cretáceos.

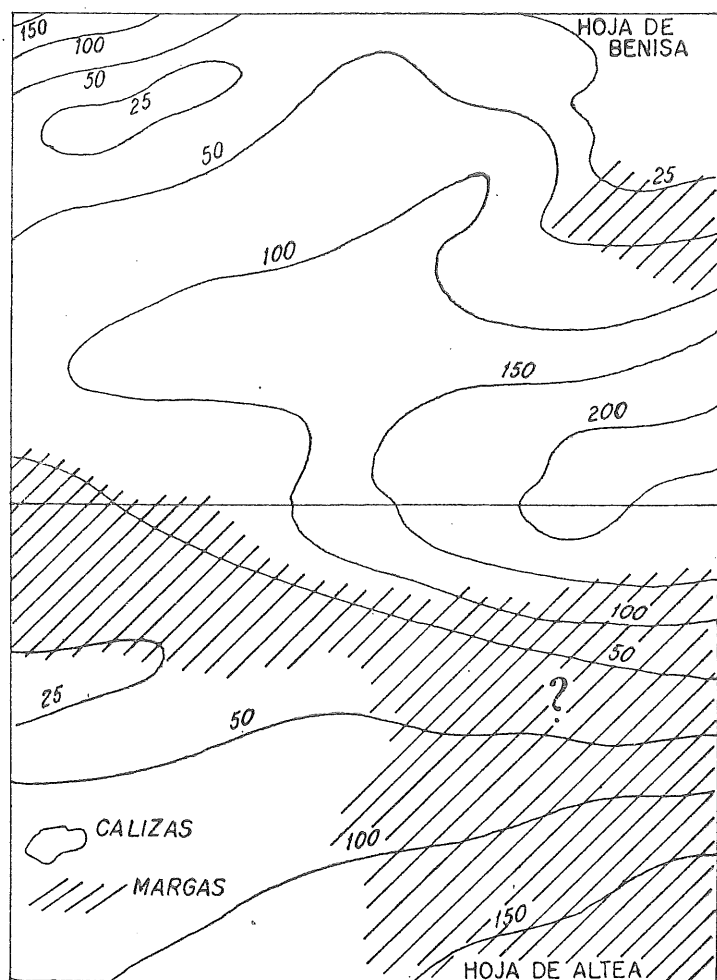


Fig. 6.—Isopacas y litofacies del Oligoceno-Aquitaniense.

Del examen de los anteriores hechos es fácil deducir que el diapiro empieza a actuar como umbral sedimentario en el Oligoceno. Anteriormente, durante el Eoceno existió en el área actual del diapiro una banda que define transición de facies, pero no marca la presencia de un volumen diapírico, como se manifiesta del gradiente de espesores sedimentarios.

En cuanto a las fracturas de borde, afectan claramente al Burdigalense, pero no lo hacen al Vindoboniense, por lo que deben haberse producido entre estas dos edades.

Con todo ello queda aclarado el estudio del área central diapírica de la Hoja. Como final hemos de referirnos de nuevo a la forma diferente de los bordes norte y suroeste del afloramiento. El borde suroeste tiene, en planta, una forma o perímetro dentado, como de costa subsidente (aunque nada tenga que ver con una costa subsidente) El lado norte, con la Sierra de Bernia, aparece como resultado de un empuje de SO. a NE. Los bordes sur y oeste aparecen como desgarrados.

3) Área norte.—Queda limitada entre el norte de la Hoja y

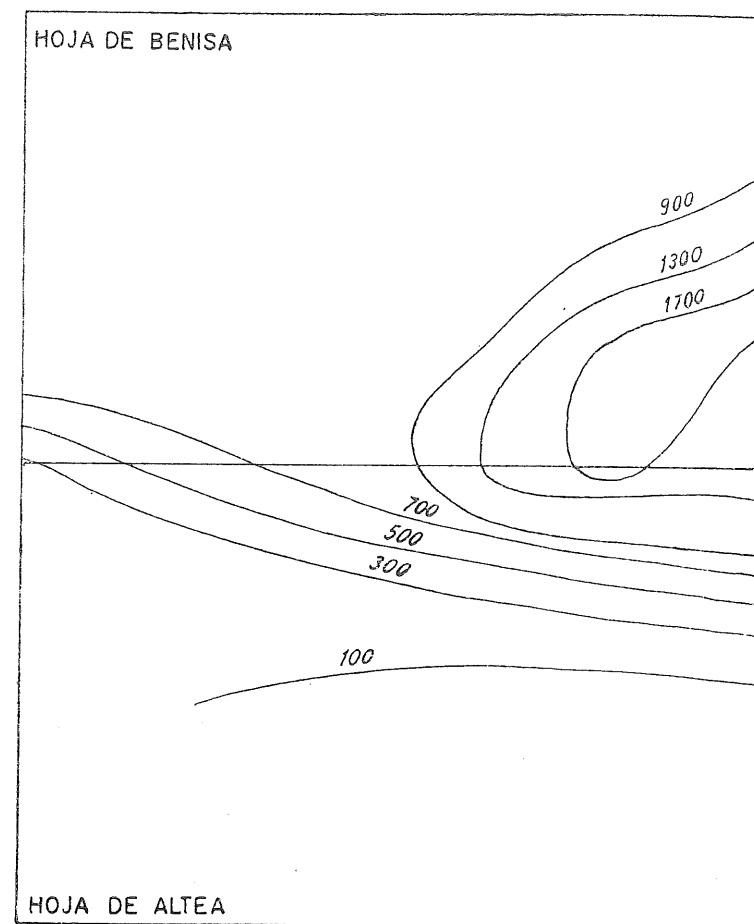


Fig. 7.—Isopacas del Burdigalense en facies margoso-arenosa.

una línea casi recta que pasa por la Punta del Mascarat y Callosa de Ensarriá. Constituye el área tectónica más violenta de la Hoja y ha sido desde siempre la que más ha llamado la atención de los geólogos que han trabajado por estas zonas.

Tanto la Sierra de Oltá, como el Peñón de Ifach y los pequeños tozales de Cocentari parecen ser testigos de un manto de corrimiento de envergadura. Consisten en retazos eocenos sobre un yacente mioceno.

También la Sierra de Bernia, frente a su sencillez fisiográfica, opone una complejidad estructural de primer orden.

La zona cierra al oeste con la Sierra de Almedia, a cuyos pies está Callosa de Ensarriá. La estructura completa de toda esta área no es de verdad comprensible más que extendiendo su estudio más hacia el norte, dentro de la vecina hoja geológica de Benisa, n.º 822. Por ello, y aun saliéndonos del marco de la presente Memoria, no tenemos más remedio que estudiar también aquellas otras áreas. Para la identificación y ubicación de formaciones y lugares que puedan estar situados más al norte de la Hoja, damos en la figura 11 un esquema estructural del conjunto de la formación. Estudiaremos con más detalle la Sierra de Almedia, el valle de Boluila, la Sierra de Bernia en sus dos flancos, las sierras de Toix y Altea, el Peñón de Ifach, la cuenca miocena de Calpe y todo el borde norte del diapiro triásico.

Del examen de estas estructuras, y del de otras situadas más al norte, extraeremos los puntos más notables para establecer el estilo tectónico de esta interesante zona, dejando para último lugar una síntesis tectónica regional que cubra todo el ámbito de la Hoja.

A) PEÑÓN DE IFACH.—Se trata de una mole de caliza eocena que resalta vivamente en el paisaje. Las capas eocenas, cuajadas de grandes nummulites presentan disposición casi vertical E.-O. y bastante caótica. Por la parte de poniente las calizas yacen sobre unas margas que se sumergen bajo ellas con buzamiento de 30 a 45 grados. Las margas son miocenas, del Burdigalense, y la superficie de contacto entre ambas formaciones presenta evidentes signos de laminación.

Por la parte de levante existe un afloramiento, visible sólo desde el mar, de margas azules también miocenas que buzan 45° al norte, yacentes igualmente bajo las calizas eocenas.

Fig. 8

Esquema estructural de las Sierras de  
**ALMEDIA Y BERNIA**



En el plano general, como en la fig. 8, se aprecia que el Peñón de Ifach debe ser un testigo eoceno corrido sobre una base burdigalense.

b) TOZALES DE COCENTARI.— Junto al borde norte de la Hoja existen dos pequeños cabezos, uno dentro de la Hoja y otro fuera, que presentan en su cima unos lastrones calizos de poco espesor. No hemos visto fósiles en ellos, pero Darder cita allí nummulites eocenos.

Bajo las calizas hemos encontrado en la parte oriental unas capas de margas arcillosas que nos han proporcionado abundantes foraminíferos eocenos, con lo cual queda fuera de duda la edad de la formación que corona las calizas.

Discordantes bajo estas calizas y estas margas se encuentran las margas y capitas de molasas burdigalenses con rumbo noroeste y buzando de 10 a 30 grados al noroeste.

Las margas miocenas rodean también totalmente al Eoceno de las calizas y sin ninguna duda lo soportan.

Estos cabezos confirman pues también la presencia en estos lugares de un manto eoceno deslizado sobre el Mioceno.

c) SIERRA DE OLTÁ.— El testigo más espectacular, en toda la zona de Calpe del manto eoceno que se nos ha aparecido, es la Sierra de Oltá.

El primer estudio importante de esta sierra se debe a Gignoux y Fallot. Posteriormente, Darder lo toma para su trabajo del norte de Alicante y sur de Valencia.

La cresta de la Sierra de Oltá se compone de una caliza eocena, con unos cien metros de potencia. La roca está muy distorsionada y las medidas de rumbos y buzamientos varían enormemente.

Los flancos de la sierra están cubiertos de canchales que dificultan en grado extremo la observación del yacente de las calizas, pero ya al pronto ponen de manifiesto el carácter más blando de este yacente.

No obstante se pueden encontrar suficiente número de afloramientos para llegar a una idea clara de la estructura. Salvo en los bordes noroeste y sureste de las calizas, en todos los demás lugares hemos podido comprobar que bajo las calizas eocenas existe



una formación margoso-arcillosa eocena, también cuajada de foraminíferos.

Las calizas de la Sierra de Oltá se apoyan, por consiguiente, sobre un nivel, en disposición caótica pero relativamente continuada, de margas eocenas.

Estas margas en el flanco nororiental bajan bastante en la ladera, llegando a encontrarse desde la cota 200 hasta la base de las calizas.

Precisamente en este flanco, e indentado con las margas, hemos visto un pequeño afloramiento de Trías con poca potencia y mal definido en cuanto a extensión y personalidad.

Muy distinto es el Trías que aflora a todo lo largo del flanco de poniente de la sierra. Se trata aquí de un Trías característico con abundantes yesos y jacintos de compostela, y jalonado por dos asomos ofíticos que son objeto de laboreo.

Bajo las margas eocenas y buzando uniformemente hacia el interior de la montaña, con buzamiento del orden de 10 a 30 grados, existe una formación, perfectamente datada paleontológicamente, de margas miocenas. Las margas rodean por completo la mancha eocena y sin duda yacen bajo ellas.

Toda la formación de margas miocenas, que en la base presenta maciños y molasas, está perfectamente concordante entre sí, salvo en el borde noroeste de la sierra, y en las proximidades del segundo afloramiento triásico que acabamos de mencionar, el que contiene ofitas.

Ascendiendo por la montaña se observa lo siguiente:

- 1) Burdigalense de base, ordenado, rumbo NE. y buzamiento al SE.
- 2) Zona caótica, a expensas de las mismas margas burdigalenses.
- 3) Nuevas margas burdigalenses de nuevo ordenadas.
- 4) Zona de laminación, a expensas de margas miocenas y margas eocenas.
- 5) Calizas eocenas del techo.

Tanto Gignoux y Fallot como Darder Pericás se han planteado la cuestión de las margas miocenas aparentemente sobre el Trías y han identificado el Trías del este y del oeste de la sierra, con lo cual suponen la existencia de una lámina triásica continua bajo la cima.

A nuestro juicio la explicación es otra. Existe desde luego el manto eoceno corrido sobre Burdigalense, como decían estos autores, pero a este corrimiento hay que añadir una falla casi norte-sur que arranca en el flanco oeste del Morro del Toix, desde el mar, y cruza la ladera occidental de Oltá, tal como está representada en el plano general que acompaña a esta Memoria. La falla es prácticamente vertical, y en profundidad está en conexión con el diapiro de Trías antes estudiado.

Se trata, como dijimos, de una falla radial producida por dicho diapiro. La presencia de ofitas en el Trías extrusivo que aparece en la falla indica su conexión en profundidad con masas importantes de Trías. Ya apuntamos antes que las ofitas son indicios de potencias importantes de Trías, y sólo aparecen cuando las soportan volúmenes considerables de esta formación.

La falla cierra en Burdigalense más al norte de la zona rellena de Trías.

El Mioceno corrido que indicaban aquellos autores nos parece más cierto que se refiera al Mioceno del flanco oriental de la falla. Subsiste sin embargo, la constancia del deslizamiento del paquete eoceno sobre el Mioceno, y la presencia del Trías confuso del flanco NE. de la Sierra de Oltá.

Para nosotros ese Trías ha sido pellizcado durante el corrimiento del Eoceno y resulta un indicio de la existencia de Trías en la superficie antes de comenzar los deslizamientos. Puede proceder de la misma falla N.-S. o del diapiro que existe al sur de la Sierra de Bernia. Las edades relativas de diapiro-falla-deslizamiento serán examinados en otra sección posterior.

En los cortes generales, basados en nuestros estudios, se aprecia la diferente representación en cuanto a Trías de la de los cortes que da Darder.

d) CUENCA MIOCENA DE CALPB.—Queda limitada al este por el mar, al SO. por la Pedriza y Morro del Toix y al oeste por el espón de la Solana y Tozal Cao (fig. 8).

Los cortes generales demuestran el enorme espesor de sedimentos burdigalenses acumulados. También es digno de atención la potencia que alcanza en ella la formación caliza pétreo del Oligoceno-Aquitaniense.

El conjunto de la formación supera con amplitud los 1.100 metros de espesor.

Las capas miocenas que componen exclusivamente la cubeta, salvo los testigos eocenos antes descritos, presentan concordancia y uniformidad absoluta. Las escasas fracturas que se ven en ella quedan al norte y fuera de la Hoja.

El Oligoceno-Aquitaniense de base y el Burdigalense molásico-margoso se presentan plegados en la cubeta. En la fig. 8 y en el mapa general pueden verse las orientaciones generales de este amplio sinclinal. En conjunto domina la dirección NE., con buzamiento mediano. El eje sinclinal parece ir bajo la Sierra de Oltá. Las capas al oeste de esta sierra buzan al SE. y las orientales hacia el NO.

Como elemento discordante, y que merece la pena mencionar, hemos de señalar el cierre sur de la estructura. La Sierra de Bernia y sus estribaciones de la Pedriza y Sierra de Toix (o Morro del Toix) tienen clara dirección ESE., en contraste con el resto de las capas. La cubeta junto a estas sierras se orienta igualmente ESE. buzando hacia el norte.

La razón por la cual esto es así la examinaremos al hablar de la Sierra de Bernia y estribaciones.

Otro punto de gran importancia tectónica en este sinclinal es el del espesor de sedimentos miocenos que yacen *debajo* de los testigos eocenos. En el corte general n.º XIII se comparan especialmente los espesores bajo la Sierra de Oltá y bajo el Peñón de Ifach. Las notables diferencias que se aprecian llevan a pensar la existencia de un relieve ya plegado y en cierto modo erosionado antes de producirse el deslizamiento del Eoceno. Por extrañas que parezcan las conclusiones a extraer de este hecho no se puede negar su evidencia.

Aunque queden fuera de la Hoja, hemos de señalar la presencia en la cubeta sinclinal de Calpe de formaciones marinas del Vindoboniense, que se ofrecen actualmente en lastrones sueltos de molasas discordantes sobre el Burdigalense plegado.

Todos estos hechos habrá que tenerlos en cuenta al sintetizar la tectónica general de la Hoja de Altea.

**B) LA SIERRA DE ALMEDIA.**—Pasemos ahora al examen de la Sierra de Almedia, situada al oeste de la Sierra de Bernia, que es el verdadero nudo gordiano de toda el área norte.

La Sierra de Almedia arranca del mismo pueblo de Callosa de Ensarriá y se extiende hacia el NO., saliendo fuera de los límites

de la Hoja de Altea y enlazando con la Sierra de Aixorta, ya en las hojas de Benisa (822) y Alcoy (821).

La estructura de la sierra en sí no es complicada. Aparece como el flanco norte de un gran anticlinal. Las capas bajas del Cenomanense de base soportan a las calizas turonenses que constituyen propiamente la Sierra de Almedia y éstas, a su vez, yacen bajo todo el paquete senonense y hasta el Eoceno ya en la Sierra de Aixorta.

En el flanco sur de la montaña, lindando con el barranco del río Guadalest, las capas aparecen con buzamiento pequeños, oscilando alrededor de la horizontal. En el flanco norte se encuentra una serie isoclinal, buzando uniformemente al N. o NE., que va ofreciendo hacia el norte capas cada vez más jóvenes.

El rumbo general de toda la formación es E.-O. o NO.-SE.

Lo más interesante, no obstante, de la Sierra de Almedia son sus bordes. La sierra está fallada, tanto por su costado norte como por el sur. Al norte (o más bien noreste) queda limitada por la falla de Bolulla y al sur o suroeste por la de Guadalest. Ambas fallas dejan aflorar el Trías en facies de Keuper yesoso.

La falla de Callosa-Guadalest se prolonga hacia el NO. fuera de la Hoja unos cuantos kilómetros. Cuando la falla se extingue, permite comparar las formaciones de ambos flancos reunidos ya en una sola estructura. Resulta entonces el anticlinal de La Serrella, en la hoja de Alcoy. La estructura anticlinal se sigue bien hacia el SE., ya teniendo que ligar uno y otro lado de la falla. En Guadalest (hoja de Alcoy) se puede todavía ver bien el anticlinal en Eoceno, con Senonense en el núcleo y por en medio de él la rotura que deja escurrir el Trías.

Más todavía: en Guadalest el anticlinal queda desmantelado y en su hueco se ha depositado un Mioceno burdigalense discordante. La falla taja asimismo el Mioceno, cuyo final afloramiento queda todavía fuera de la Hoja de Altea, pero justo junto a su borde NO. (en la hoja de Benisa). Aquí los labios de la falla se van separando, conforme se acercan al diapiro, y entre ambos la extensión de Trías se va haciendo mayor. Simultáneamente comienzan a observarse desplazamientos verticales relativos de ambos labios de la falla.

Mientras en el flanco sur se mantiene en el Eoceno inferior-Cretáceo superior, el flanco norte se va levantando y ofrece bajo el Eoceno, conforme caminamos por la falla hacia el SE., el Seno-

nense primero, luego el Turonense y finalmente el Cenomanense superior.

Hay que llegar casi junto a Callosa de Ensarriá para que la estructura de la Sierra de Almedia inicie un cierre y volvamos a tener el Senonense en el mismo pueblo.

Vemos pues, en conjunto, que la dovela de las sierras Aixorta y Almedia forma respecto a la falla de Guadalest-Callosa un escalón levantado, cuyo desnivel respecto al flanco SE. va disminuyendo paulatinamente hacia el NE.

También podemos concluir que el flanco SE. de la falla de Guadalest-Callosa forma el lado meridional de un anticlinal ante-mioceno, cuyo flanco norte lo constituyen las sierras de Aixorta (Xorta en el plano de Darder) y Almedia.

La colocación de estas sierras en el Eoceno, como hace Darder, es sólo parcialmente cierta para la de Aixorta, y en absoluto para la de Almedia.

El flanco norte de la Sierra de Almedia está igualmente fallado. La falla de Bolulla (ver fig. 8) se resuelve, dentro de la hoja de Benisa, en una zona de fracturas de extensión y anchura considerable. Para comprender la estructura hemos de buscar el final de esta zona de fractura. Aproximadamente la zona corresponde al valle mioceno de Castell de Castells, en la hoja de Alcoy.

Este valle es un sinclinal mioceno de dirección aproximada E.-O., ocupado por Burdigalense, bajo el cual aflora en los dos flancos el Oligoceno-Aquitaniense en facies pétreo. La estructura se prolonga en líneas generales hacia el E., hasta el valle de Tárbeno, en la hoja de Benisa (ver fig. 8).

A lo largo de La Serrella (hoja de Alcoy) y con mayor intensidad conforme se va hacia el E. se observa primero una cobijadura y finalmente un verdadero corrimiento de una serie eocena sobre el Oligoceno-Aquitaniense y sobre el Burdigalense. La mejor expresión de este corrimiento se tiene a lo largo de la carretera que va de Bolulla a Tárbeno.

El Eoceno del flanco norte del anticlinal de La Serrella-Aixorta-Almedia va despegándose de su primitiva posición y avanzando hacia el N. y NE.

La falla de Bolulla y la zona de fractura en que termina al NO. del pueblo (fig. 8) separan el anticlinal de La Serrella-Aixorta-Almedia del sinclinal de Castell de Castells-Tárbeno.

En Bolulla, y con un Triás de por medio, pueden compararse

los dos labios de la falla. Del lado NE. se tienen las margas del Burdigalense, y del lado SO. las margo-calizas del Senonense.

La dovela de las sierras de Aixorta y Almedia se presenta también respecto a esta falla radial del diapiro como una dovela levantada. Igual que antes, el desnivel relativo vertical entre labios de la falla aumenta de O. a SE. Al oeste es prácticamente

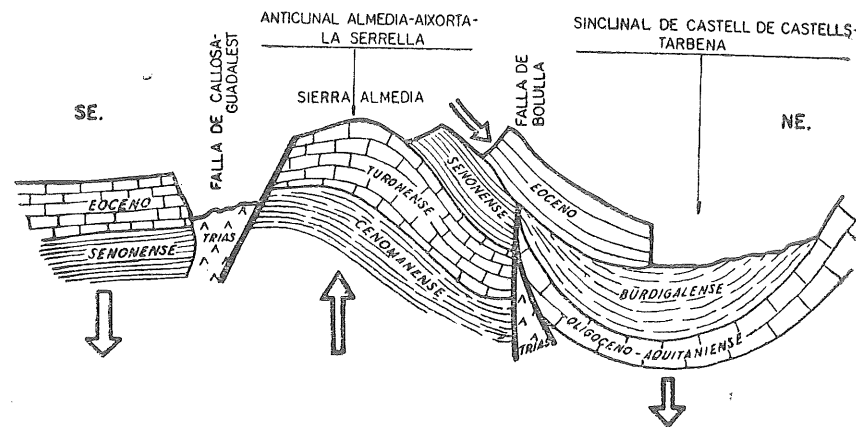


Fig. 9.

nulo y al sureste, en Bolulla mismo, ha crecido hasta poner en frente Burdigalense y Senonense.

Justo en el borde norte de la Hoja de Altea se puede comprobar al suroeste de la fractura el Cretáceo, y al noreste el Burdigalense, aquí debajo del Eoceno.

El Eoceno, que en Castell de Castells, está casi *in situ* o muy ligeramente despegado, va avanzando cada vez más, deslizado hacia el norte sobre el Mioceno, conforme vamos hacia el este.

Visiblemente, en la zona de Tárbeno la amplitud del deslizamiento alcanza los tres y pico kilómetros.

En la fig. 9 se visualizan las anteriores consideraciones. El problema de la cobertera del Eoceno (no dibujado en la figura) y detalles del mecanismo de deslizamiento serán discutidos más adelante.

F) LOS ESPOLONES DE BERNIA: SIERRAS DE FERRER Y DE SOLANZ-TOSAL CAO (TOSAL NAVARRO DE DARDER).—Del flanco norte de la Sierra de Bernia arrancan perpendicularmente a ella, dos sierras

la de Ferrer y Solana, que con dirección NNE. alcanzan una longitud de unos seis kilómetros.

La Sierra de Ferrer queda por entero fuera de la Hoja (fig. 8), por lo que nos entretendremos poco en ella. Forma un anticlinal de núcleo aptense y flancos oligoceno-aquitanienses bien visible en el valle mioceno de Tárben. El flanco oriental está fallado y hacia el norte cabalga el Cretáceo sobre el Mioceno. La estructura hace un cierre periclinal muy agudo en Mioceno, justo en el ensamble con la Sierra de Bernia.

La Solana, Tosal Cao o Tosal Navarro es un flanco monoclinal de un anticlinal extenso en Oligoceno-Mioceno, que va desde el borde E. de la Sierra de Ferrer al pie de la Sierra de Oltá. Al aproximarse a la Sierra de Bernia se dibuja un pequeño sinclinal dentro del flanco anticlinal. Las capas del Tosal Cao-Solana se curvan para adaptarse a la dirección de la Sierra de Bernia, des-parramándose en abanico.

Los dos espolones tienen dirección ENE., como ya hemos dicho, y este es dato de interés por la violencia de su encuentro con la dirección ESE., de la Sierra de Bernia. En la Hoja de Altea es visible sobre todo el entronque de esta sierra con la de La Solana.

Al estudiar la tectónica general haremos hincapié en las direcciones estructurales de ambas sierras.

g) LA SIERRA DE BERNIA.—Desde la falla de Bolulla, en el borde norte de la Hoja, hasta el Mediterráneo, en el Morro del Toix, se extiende una alineación montañosa que genéricamente denominamos Sierra de Bernia.

A lo largo de sus once y pico kilómetros de longitud, la afilada crestería de Bernia mantiene un arrumbamiento ESE. constante. La sencillez de su expresión en el paisaje contrasta con la complejidad geológica que muestra el plano general y en los cortes generales.

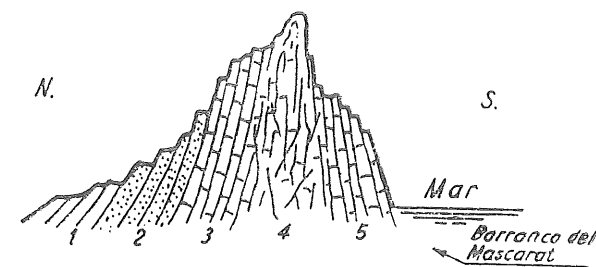
Los cortes generales, del III al XIX muestran mejor que cualquier explicación la estructura interna de la sierra.

Se compone de un anticlinal de base oligoceno-aquitaniense que soporta una estructura deslizada cretáceo-eocena.

El anticlinal oligoceno-aquitaniense puede verse muy bien a lo largo del barranco del Mascarat, que corta la estructura de norte a sur entre las sierras de Toix y La Pedriza. Las capas tienen

rumbo ONO. Bajo el Burdigalense de margas azules aparece el tramo inferior de maciños y molasas y en seguida las calizas del Oligoceno-Aquitaniense. Conservando el mismo rumbo las capas aumentan de buzamiento, y de 20 N. pasan en las calizas a 80 N.

Antes de llegar a la altura del puente del ferrocarril se encuentra el núcleo del anticlinal. Las calizas pierden la estratificación y



- 1.) BURDIGALENSE FACIES TAP
- 2.) BURDIGALENSE MACIÑOS Y MOLASAS
- 3.) CALIZAS OLIGOCENO-AQUITANIENSE DEL FLANCO NORTE
- 4.) NUCLEO COMPACTO DEL ANTICLINAL
- 5.) FLANCO SUR DE LAS CALIZAS

Fig. 10.—Corte por el barranco del Mascarat.

pasan a ser una masa compacta triturada. Siguiendo hacia el sur, ya bajo la carretera, pasamos al otro flanco del agudo anticlinal. Las capas vuelven a tener estratificación y buzamiento 80-60 al sur (figura 10).

La forma general de las capas de caliza del Oligoceno-Aquitaniense está visualizada en la fig. 11. Con esta imagen se facilita la composición del plano general y de los cortes generales antes citados.

El anticlinal cierra por el oeste violentamente en una especie de cierre periclinal (ensamble de Bernia con la Sierra de Ferrer, fig. 11) y la prolongación de las capas queda tajada por la falla de Bolulla.

En la mencionada fig. 11 se ven también dos fallas marginales del diapiro: la de Toix y la que cruza Bernia por el Fuerte y se prolonga, con otro carácter, por el oriente de la Sierra de Ferrer.

En el corte general VIII, si prescindimos de la cobertera desli-

zada, podemos igualmente apreciar la estructura anticlinal de las calizas oligoceno-aquitanienses, con la ventaja sobre el corte del barranco del Mascarat de que en este lugar se ven en el flanco sur el nivel de maciños y molasas de la base del Burdigalense, nivel que en la fig. 10 quedaba oculto.

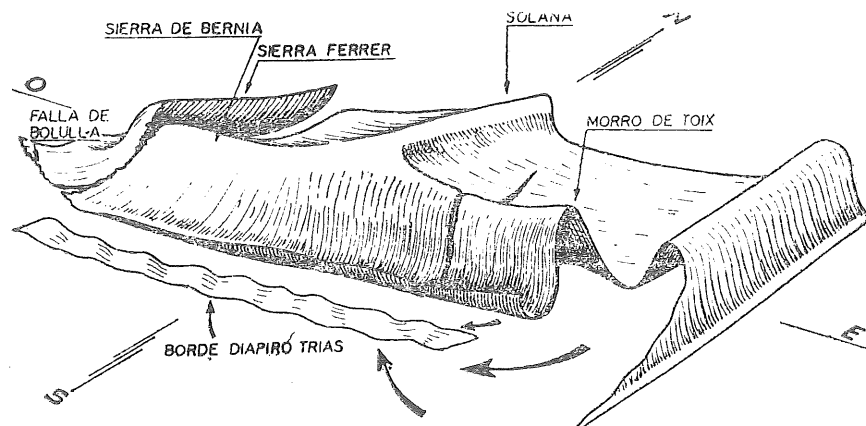


Fig. 11.—Esquema de la disposición del Oligoceno-Aquitaniense pétreo de la Sierra de Bernia.

En la fig. 11 se ha dibujado, en el SE., un pequeño sinclinal delante del Morro del Toix. En efecto, a lo largo de la vía férrea de Alicante a Denia, al S. de los túneles del Mascarat, se ven bajo el Eoceno unas margas burdigalenses que son soportadas a su vez por unas calizas con lepidocyclinas oligoceno-aquitanienses. Las calizas están levantadas y buzan hacia el N. y bajo ellas dejan salir el diapirio triásico.

El anticlinal mioceno-oligoceno tiene una dirección NO.-SE. totalmente constante y anómala en la tectónica regional.

Adosado al flanco sur del anticlinal, o sobre su charnela, hay un paquete del Cretáceo-superior-Eoceno, que según todas las probabilidades ha deslizado sobre el Aquitaniense-Burdigalense.

La presencia de un Eoceno deslizado sobre formaciones más recientes no nos es ya extraña después de la cantidad de observaciones que hemos descrito.

La crestería más alta de la Sierra de Bernia, la del oeste, donde está el Pico Bernia, ofrece un magnífico ejemplo de un paquete de calizas lutecienses descansando limpiamente sobre la charnela anticlinal del Oligoceno-Aquitaniense. Uno de los detalles descon-

certantes de la sierra es que la crestería oligoceno-aquitaniense del este y centro es sustituida por una crestería eocena en la parte occidental. En el plano general se aprecia bien la inflexión hacia el sur de las corridas aquitaniense-oligocenas para dejar paso al Eoceno.

Para complicar la cuestión, el aspecto exterior de ambas calizas es el mismo y la sierra, desde lejos, da la sensación de una crestería continua.

Otro claro ejemplo de Eoceno corrido sobre el Oligoceno-Mioceno lo tenemos al sur de La Pedriza, a lo largo de la zona costera que va desde el p. k. 141 hasta la Sierra de Toix.

De O. a E. se ven (fig. 12) adosadas al diapirio unas margas cretáceas, margas eocenas y calizas eocenas. Las margas laminadas faltan en algunos lugares. En el borde oriental del Triás aparecen a lo largo de la vía férrea, bajo las calizas y margas eocenas, unas calizas del Oligoceno-Aquitaniense y en seguida, sobre ellas y bajo el Eoceno, las margas del Burdigalense.

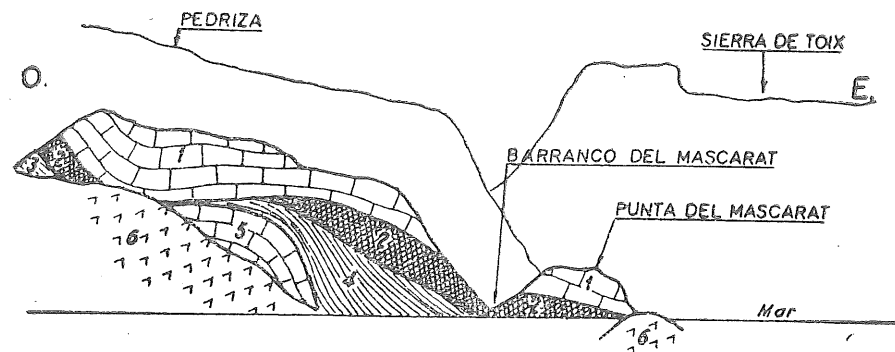


Fig. 12.—1, Caliza eocena.—2, Margas del flysch eoceno.—3, Margas del Cretáceo superior.—4, Margas burdigalenses.—5, Calizas del Oligoceno-Aquitaniense.—6, Triás diapirico.

La corrida eocena las recubre y va descendiendo de cota hasta incrustarse en el mar, en la Punta del Mascarat.

En el esquema de la fig. 12 vemos un hecho nuevo hasta ahora para nosotros. Asociado al manto eoceno encontramos unas margas del Cretáceo que evidentemente han sufrido la misma historia tectónica.

Esta asociación evidente se puede comprobar en los bordes oriental y meridional de la mancha cretácea del flanco sur de la

Sierra de Bernia. Dada la violencia de la tectónica que aquí reina, los niveles más margosos del Cretáceo superior y de la base del Eoceno han funcionado como superficies de despegue, por lo que localmente pueden encontrarse disposiciones confusas de estos niveles margosos, pero en conjunto la serie cretáceo-eocena resulta continua y concordante.

La comprobación es total en el borde sur de la mancha cretácea, sobre la cual aparecen las capas eocenas, y también en un pequeño y agudo sinclinal que en el plano se ve rodeado de Cretáceo y coronado por el Eoceno.

A la vista de estas observaciones se hace pues necesario asociar el manto deslizado en esta zona no sólo al Eoceno, sino también al Cretáceo superior del flanco sur de Bernia. Este Cretáceo presenta en superficie la disposición abombada de una cúpula anticlinal. En el centro afloran las margo-calizas del Senonense y en los bordes cierra la estructura las margas del Cretáceo superior y Eoceno inferior, y hacia el E., NO. y O. las calizas del Eoceno medio.

Faltaba por último una comprobación todavía más clara. Tratar de localizar algún punto en que se viera el Cretáceo sobre el Mioceno. Este punto puede apreciarse en el mapa general, corte general VIII y fig. 13. En el camino que va de Altea la Vieja al fuerte en ruinas de Bernia, se llega a la altura de la cota 500 sobre el nivel del mar a un punto en el cual es visible el flanco sur del anticlinal oligoceno-aquitaniense-burdigalense. Puede allí comprobarse que las capas de molasas y maciños del Burdigalense inferior, con pectínidos y scutélidos, se sumergen, con intermedio de una zona de laminación, bajo unas margas cretáceas con *Echinocorys vulgaris*.

La terminación occidental de la Sierra de Bernia se hace en calizas eocenas, que hacia el borde sur, cerca del diapiro, dejan aflorar niveles de flysch, y todo ello sobre las calizas y margas del Oligoceno-Mioceno que forman el valle sinclinal de Tárben (ver figura 8).

Subiendo desde el caserío de Bernia (al N. y fuera de la Hoja) hacia el fuerte en ruinas, puede verse, formando un paisaje de pintoresca belleza, sumergirse casi verticales y con una inflexión violenta, bajo la corrida de calizas eocenas de la crestería de Bernia, las capas oligoceno-miocenas.

La falla que cruza, aproximadamente N.-S., la Sierra de Bernia

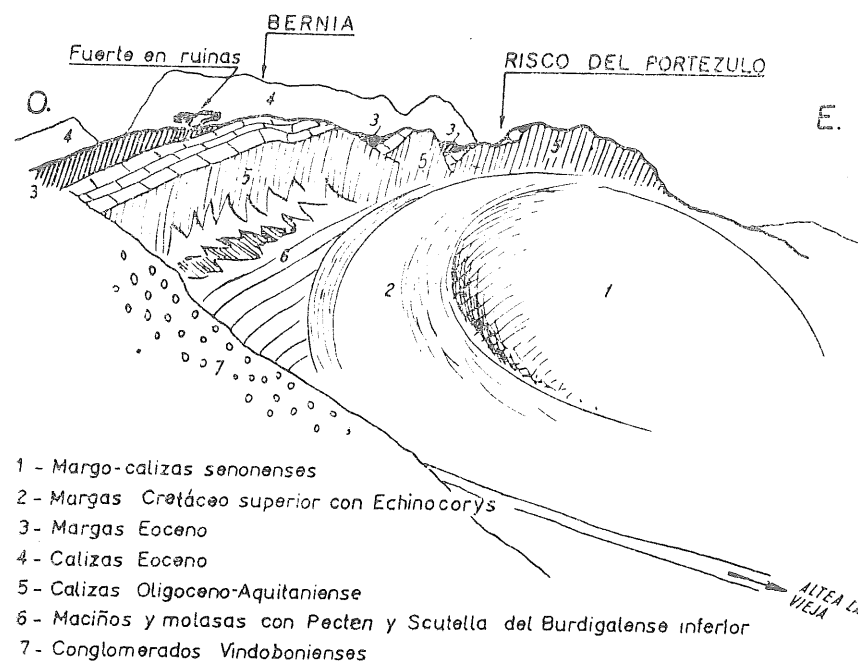


Fig. 13.

puede verse en el plano general. Es una falla de desgarre que no ha influido directamente en la estructuración de los pliegues de la sierra. Presenta como cortejo unos conglomerados probablemente vindobonienses. (Para el estudio de esta falla ver la hoja de Benisa, núm. 822.)

Con estas observaciones terminamos la descripción de los accidentes tectónicos locales. A continuación, y basándonos en ellos, esbozaremos una explicación del estilo tectónico de la región y finalmente hablaremos de su evolución paleogeográfica y tectónica.

### C) TECTÓNICA REGIONAL

En el ámbito de la Hoja de Altea se superponen tres tectónicas diferentes en edad y estilo:

- 1) Tectónica mesoalpina (entre Eoceno y Oligoceno).
- 2) Tectónica neoalpina (entre Burdigalense y Vindoboniense).
- 3) Tectónica diapírica (Vindoboniense).

La primera es responsable de las discordancias e hiatos sedimentarios y erosivos entre el Oligoceno y la serie cretáceo-eocénica. Quizá también de la falta de Danés en algunos lugares.

La segunda es la más intensa. Pliega la serie terciaria y reforma las estructuras plegadas mesozoicas y eocenas.

La tercera es la motora de los deslizamientos gravitacionales que han producido los corrimientos más arriba estudiados.

A continuación vamos a estudiar cada una de estas tectónicas en detalle.

1) **Tectónica mesoalpina.** — Se observan en la Hoja varias directrices tectónicas diferentes. Frente al sinclinal de Benidorm y el de la cuenca miocena de Calpe, de eje sensiblemente N. 45 60 E, hay otra dirección, la del anticlinal del Puig Campana y el anticlinal de la Sierra de Almedia, de dirección N. 80 E.-N. 80 O. También la Sierra de Bernia mantiene esta última dirección, llegando hasta los N. 65 O.

En los flancos de las estructuras de Almedia y Puig Campana puede verse, en las zonas de Masalatava y Las Almaseras un paso continuo y concordante entre Cretáceo superior y Eoceno. Por el contrario, puede verse en la falda del Puig Campana la discordancia entre el Oligoceno-Aquitaniense y la serie anterior (el Eoceno que señala Darder en este afloramiento parece deberse a la confusión de la *Eulepidina elephantina* en sección sobre la roca con el *Nummulites millicaput*) lo cual indica un proceso orogénico entre Eoceno y Oligoceno. Más al norte de la Hoja de Altea hemos podido comprobar, por los diferentes yacientes del Oligoceno, la existencia de dicha fase orogénica.

Su repartición es muy irregular, habiendo zonas que han sido muy afectadas y otras que apenas lo parecen. El proceso de desmantelamiento subsiguiente a la orogenie ha tenido lugar, en nuestra Hoja en zonas al norte de ella, en un medio ambiente marino. Falta por ello un nivel detrítico de base en el Oligoceno como parece ocurrir en algunos lugares de la hoja de Alcoy.

En el techo del Cretáceo existe localmente un pequeño nivel detrítico señalado ya por Durand Delga y Magné en la zona de Alfar del Pi, mientras que parece haber un hiato sedimentario que comprende al Danés y parte del Eoceno inferior, hasta el Ipresense, en las zonas norte de la Hoja. Ello indicaría, entre el

Cretáceo y el Eoceno, una débil pulsación, preludio de la más intensa al final del Eoceno.

Remontándonos a tiempos más antiguos todavía, hemos de señalar el carácter nerítico del Jurásico del Puig Campana, así como el tipo litoral del Cretáceo inferior en la Sierra Helada, en contraste con facies más profundas al occidente y norte de la Hoja.

En conjunto se aprecian oscilaciones de nivel de fondo más bien que procesos orogénicos. Esto ocurre durante todo el Cretáceo y Eoceno. Sin embargo, al final del Eoceno la región sufre una verdadera orogenie.

En la Hoja de Altea tenemos signos bien visibles de este movimiento de edad eoceno-oligocena en tres amplias estructuras: el anticlinal del Puig Campana, el anticlinal de la Sierra de Almedia y el sinclinal que las separa.

Las tres son formaciones amplias, de gran radio de curvatura y ejes axiales verticales. Las direcciones son, en promedio, E.-O., con oscilaciones desde N. 70° O a N. 80° E.

En el estudio de zonas más al norte hemos podido comprobar estas directrices tectónicas antemiocenas. Sin embargo, no debe olvidarse que a esta dirección se superpone la tectónica intramiocena, deformándolas del modo que veremos más adelante.

Para el estudio de la tectónica mesoalpina hemos dibujado en la fig. 14 el yacente del Oligoceno-Mioceno, extendiendo su estudio a la hoja situada al norte de la de Altea. Desde luego, el esquema ha de tomarse sólo a título aproximativo, pero aun así es suficiente para aclarar ciertas estructuras.

En primer lugar salta a la vista la diferencia de yacientes y su ordenación en anticlinales y sinclinales E.-O. a N. 60-O. Se señala ya el anticlinal del Puig Campana, el pequeño anticlinal de Almedia y el sinclinal entre ambos.

La Sierra de Bernia no existe, aunque ya se ven en su lugar las directrices NO -SE. En lugar del anticlinal agudo de Bernia encontramos un flanco buzando al sur de un anticlinal externo, sobre lo que hoy es cubeta miocena de Calpe, con un sinclinal también externo en el actual diapiro triásico de Altea.

Como vemos, el paisaje sólo tiene algunos puntos de contacto con el actual. Las estructuras son más suaves y amplias que las de hoy día. En vista del intenso trabajo erosivo de desmantelamiento hay que suponer un buen lapso de tiempo entre fase orogénica y el comienzo de la sedimentación oligocena. Este lapso debió ex.

tenderse durante casi todo el Oligoceno. La falta de depósitos detríticos indica, o bien que la erosión se hizo constantemente en un medio marino de corrientes rápidas, o bien, si hubo formaciones detríticas, éstas fueron a su vez erosionadas en ambiente marino transgresivo.

La última hipótesis parece la más aceptable, ya que en la hoja cercana de Alcoy se citan depósitos basales detríticos aquitanienses.

El hecho más sorprendente de la fig. 14 es la existencia del extenso sinclinal de Altea-Bolulla-Polop, disposición que en la actualidad está totalmente invertida por el diapiro. Por añadidura, la potente cuenca miocena de Calpe se nos aparece aquí como un anticlinal cretáceo arrasado.

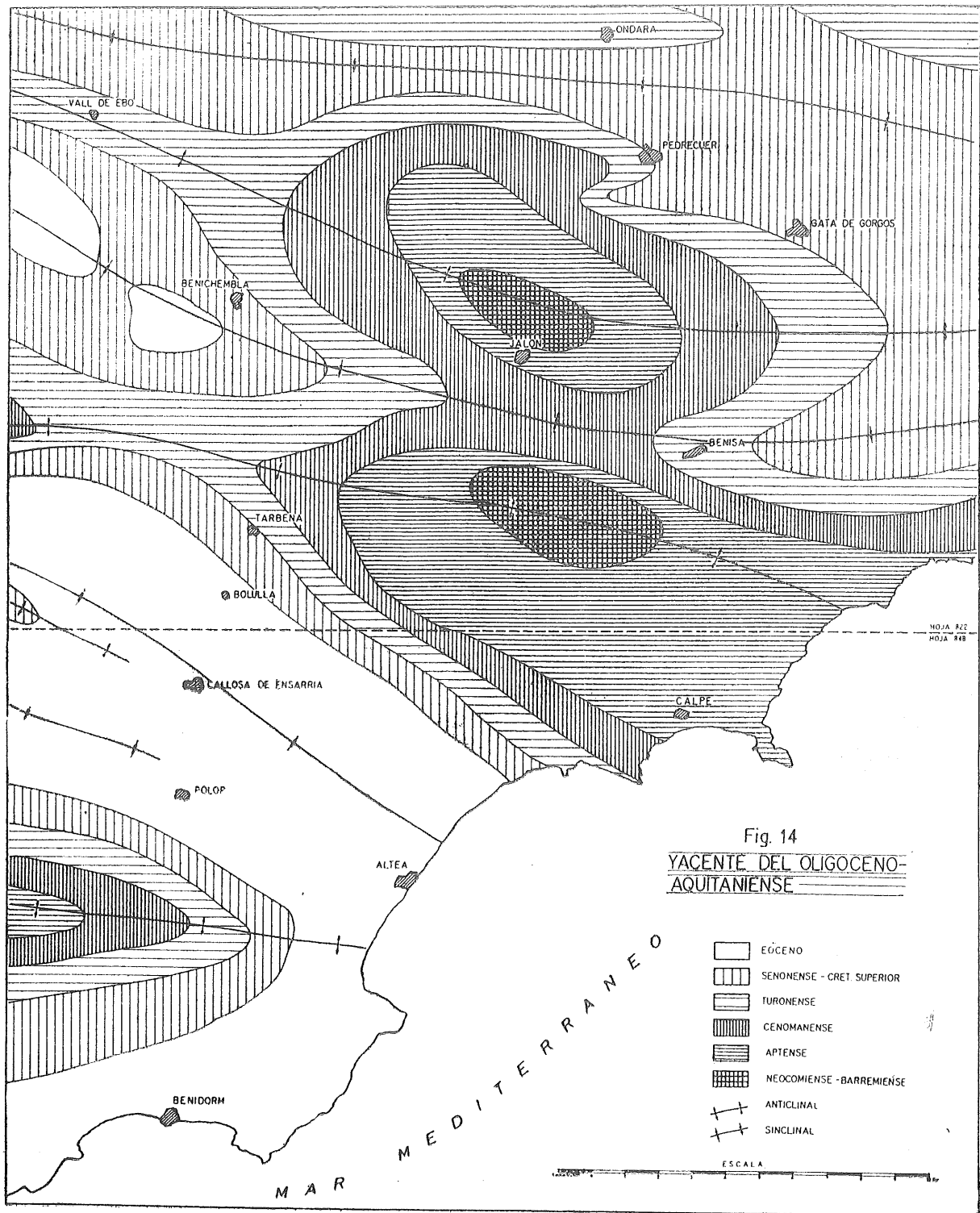
En el corte general número XXI puede apreciarse que desde la base del Eoceno hasta la base del Cretáceo hay de 1,500 a 2.000 metros de potencia. En la fig. 14 éste sería aproximadamente el desnivel entre el Eoceno de Altea y el del anticlinal de Calpe, antes de la erosión.

Toda el área NO.-SE. cubierta por este sinclinal ha actuado, como vemos, de formas muy diversas a lo largo de la historia geológica. En el apartado correspondiente describiremos su proceso. Lo que queremos apuntar ahora, como última observación, es que la inestabilidad de dicha área se refleja incluso antes del plegamiento que venimos describiendo. En efecto, durante el Eoceno se presenta como un umbral de separación entre facies diferentes de la sedimentación (véanse las figs. 5, 6, 7). El área de inestabilidad se prolonga hacia el NO. fuera de la Hoja de Altea, por lo menos hasta La Serrella y quizá mucho más al oeste todavía.

La tectónica oligocena queda suficientemente descrita. Como resultado de esta tectónica, las capas profundas (en general el Cretáceo) adquieren relativa rigidez, especialmente en algunos lugares, y frente a las solicitudes de las tectónicas más modernas reaccionan muchas veces en forma de fracturas, sin perder sus primitivas directrices orogénicas. Esto se hace notar sobre todo en aquellas zonas en que la cobertera oligo-miocena es de poca potencia.

**2) Tectónica neoalpina.**—En la Hoja de Altea apenas existen sedimentos posoligocenos para levantar un estudio sobre los





movimientos posburdigalenses. Hemos de ceñirnos al flanco norte de la Sierra de Bernia, y sobre todo a la cuenca miocena de Calpe, y extrapolar nuestra observación a áreas fuera de la Hoja.

En la fig. 15 se esquematizan los anticlinales y sinclinales recientes en relación con la superficie ocupada por la zona de Altea.

En la descripción de accidentes locales hemos estudiado los dos sinclinales del centro. El anticlinal del oeste adquiere su desarrollo fuera de la Hoja, y no hace sino amoldarse al anticlinal mesoalpino del Puig Campana. En los cortes generales pueden verse las estructuras del centro. Son amplios sinclinales, de eje

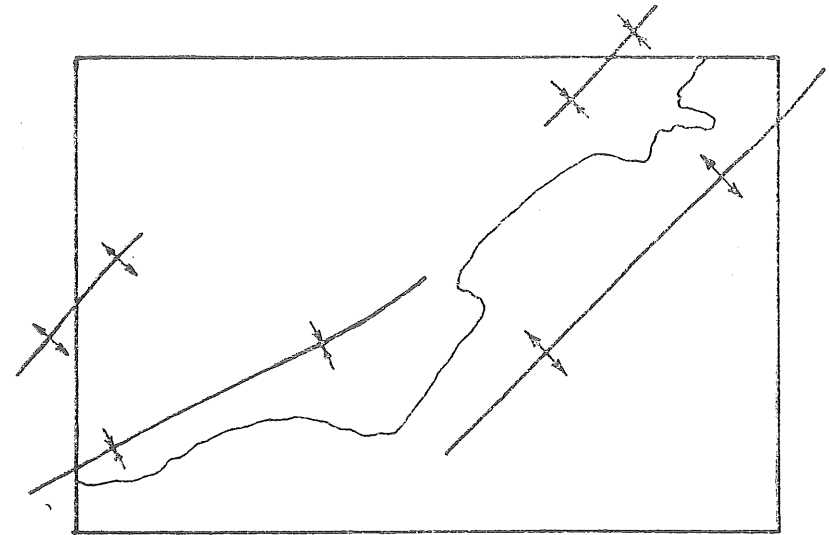


Fig. 15.

vertical el del sur, y volcado hacia el NO. el del norte. El sinclinal del sur se amolda al flanco sinclinal mesoalpino y los sedimentos oligoceno-miocenos, dentro de la Hoja, son someros.

De carácter muy distinto es el sinclinal del norte, el de Calpe. El substrato es francamente discordante con el Oligoceno-Mioceno. Además, la potencia acumulada de sedimentos burdigalenses nos mueve a pensar que durante la sedimentación de este tramo ha tenido lugar en la zona una importante subsidencia.

El anticlinal del este sólo tiene como testigo en la Hoja la Sierra Helada, pero se trata de una alineación importante, ahora casi totalmente sumergida y que la seguimos hasta la Sierra de

Benitachell, bastante al NE., fuera de la Hoja. En el corte general XIII se ha dibujado el comienzo de la estructura, en el extremo oriental del corte.

Todas estas series plegadas tienen una dirección SO.-NE. que contrasta vivamente con la mesoalpina.

Los plegamientos han tenido lugar entre el Burdigalense y el Vindoboniense y se pueden asignar a la segunda fase estática. No hay en la Hoja afloramientos vindobonienses sobre Burdigalense, pero existen y los hemos visto en zonas algo más al norte de ella.

Sin embargo, no son los movimientos orogénicos los más importantes durante el periodo Oligoceno-Mioceno inferior. La tónica distintiva está producida por dos movimientos *isostáticos* de signo contrario:

hundimiento de la cubeta miocena de Calpe.  
levantamiento del diapiro triásico central de la Hoja.

La zona NO.-SE. de inestabilidad que hemos indicado en el párrafo anterior toma, a partir de la orogenia mesoalpina, caracteres mucho más definidos. En las figuras 6 y 7 pueden apreciarse durante el Oligoceno-Aquitaniense y durante el Burdigalense las condiciones sedimentarias en la Hoja.

En la primera de estas épocas, tras el plegamiento de edad pirenaica y la erosión marina subsiguiente sigue funcionando la zona como un umbral de facies; al NE. facies caliza pétreo del Morro del Toix, en el resto facies molásica. Las isopachas muestran que las diferencias de espesores no son grandes, pero que la zona central tiene ya menor espesor que las situadas al NE. y S. y SO.

Se inicia el hundimiento del área de Calpe, en toda una superficie extensa que hoy día queda parcialmente recubierta por el Mediterráneo, y cuyo límite occidental está ahora formado por la Solana y Tosal Cao (ver fig. 8).

Las isopachas del Burdigalense (fig. 7) demuestran un desarrollo más acentuado de la cubeta.

Simultáneamente, a partir del fin del Oligoceno se va produciendo una elevación, de compensación isostática en el área actual del diapiro. Probablemente el fenómeno de subsidencia de la cubeta de Calpe, con mayor espesor de sedimentos, provoca una emigración lateral del Trías hacia el S., y esta formación triásica empieza a acumularse en el área actual del diapiro (que abar-

ca el afloramiento triásico de la Hoja y un área probablemente mayor hacia el mar y bajo él).

Es digno de atención que las isopachas y litofacias de las figuras 6 y 7 muestran direcciones que se amoldan sensiblemente a las directrices mesoalpinas, en franca discordancia con el plegamiento posburdigalense. Aunque discutido en el presente párrafo el fenómeno de isostasia debe considerarse más como ligado a la orogenia anterior póstumamente.

El diapiro, de nacimiento isostático estaba ya engendrado cuando acaece el plegamiento estático con ejes y empujes descritos más arriba.

**3) Tectónica diapírica.**—Hemos visto la existencia de un área antigua y continuada de inestabilidad. Dicha área ha sufrido un plegamiento E.-O. pirenaico, un reajuste isostático y un nuevo plegamiento SO.-NE.

En la encrucijada de estas directrices encontramos una zona de debilidad y fractura. El proceso isostático se convierte, en el área que se levanta, en propiamente diapírico por recarga de Trías plástico de las zonas subsidentes, especialmente del norte.

El nacimiento del diapiro (fig. 16, a), y su progreso, se aceleran. El levantamiento de toda el área provoca la denudación de la cobertera oligoceno miocena, y la erosión alcanza a la caliza luteciense, más litificada, del antiguo sinclinal.

La banda de separación (fig. 16, c) de las áreas isostáticas de signo contrario es dirección preferente para el progreso hacia el oeste del diapiro. Dicha banda se deforma y arruga por la salida del Trías y comienza a formarse el anticlinal actual oligo-mioceno de la Sierra de Bernia.

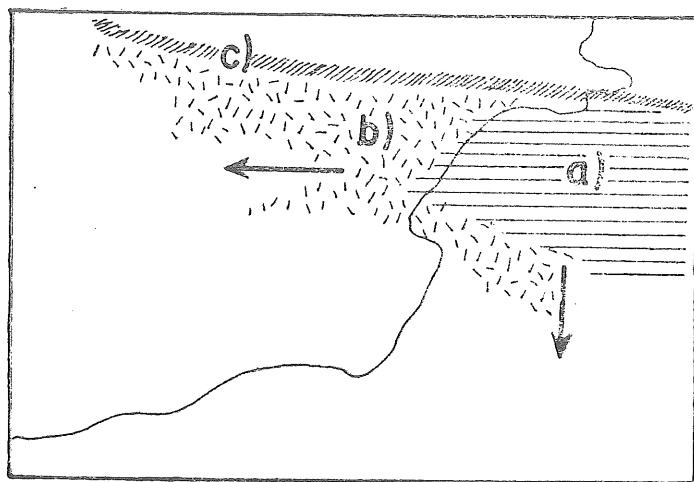
El área se fractura con las fallas radiales que antes hemos estudiado. Las fallas van progresando centrífugamente durante todo el Mioceno medio. En el área central del diapiro quedan dislocadas y levantadas por el Trías una serie de bloques o témpanos que abarcan desde el Eoceno hasta el Trías.

La acelerada ascensión del diapiro ocurre al final del Burdigalense, inmediatamente después de los movimientos estáticos, y el aporte de Trías se realiza sobre todo a expensas de la cuenca subsidente de Calpe. Por ello se crea un notable gradiente de pendiente en el borde norte del diapiro hacia el norte.

Una banda casi continua de témpanos desliza hacia el N. y

NE. Los deslizamientos, de tipo indudable gravitacional son diferenciales y de mayor intensidad en las capas plásticas, que van funcionando como superficies de despegue. Las series más altas alcanzan deslizamientos más extensos hacia el norte.

La serie turonense-senonense queda detenida en el flanco sur del anticlinal de Bernia, mientras que el Eoceno, sobre su base



- a) Área diapírica original  
 b) Área diapírica más reciente  
 Progreso del área diapírica  
 c) Área de debilidad isostática

Fig. 16.

de Eoceno inferior plástico, la rebasa en algunos puntos (testigos de Oltá, Ifach, etc.).

La magnitud de los deslizamientos van decreciendo hacia el oeste, donde se extingue el diapiro y es máxima al norte de Altea (Benisa-Oltá) y hacia el Mediterráneo (Peñón de Ifach).

En resumen, el movimiento de reajuste isostático pospirenaico provoca la formación de un diapiro. El movimiento estático los activa, facilitando su eclosión, que ocurre inmediatamente después de esta orogénesis. Los movimientos verticales diapíricos causan la formación del anticlinal de borde de Bernia, las fracturas radia-

les y finalmente los deslizamientos gravitativos diferenciales de la serie cretácea y sobre todo eocena.

Después sólo puede hablarse de actividad «póstuma» diapírica. Los sedimentos vindobonienses se depositan sobre los bordes del área diapírica, ya erosionadas las formaciones intermedias, de forma que las molasas y conglomerados terciarios se sedimentan sobre el Trías.

El Trías deforma suavemente todos estos depósitos finmiocénicos, y los posteriores, hasta los cuaternarios recientes de la costa, entre Altea y el Toix.

Con estas observaciones termina el estudio de los tres tipos tectónicos que se superponen en el área de la Hoja de Altea. Hablemos por último de su historia geológica, ya dentro del marco de una historia geológica de amplitud regional.

#### D) HISTORIA GEOLOGICA

1) **Paleozoico.**—No afloran en la región terrenos paleozoicos de forma que nada podemos saber de ellos. Los primeros asomos quedan ya muy al norte de ella o muy al sur o al oeste.

No tiene por tanto objeto iniciar unas extrapolaciones que por su inseguridad carecerían de valor práctico. Únicamente puede suponerse que existe un substrato antiguo, plegado por la orogenia variscica, pero sin que podamos deducir directrices o intensidades ni la edad del substrato, ya que nada de ello se refleja en el actual paisaje geológico.

2) **Trías.**—Los más completos estudios del Trías de la región, se deben a Darder, que amplía los de Nicklés en Altea y recoge las ideas de Schmidt. Si bien las interpretaciones tectónicas que hace Darder del Trías no pueden mantenerse, sí parece mantenerse el conjunto de su interpretación del Trías.

La sedimentación triásica en la región parece hacerse en condiciones lacustres salobres, con una pequeña intercalación caliza tableada con pistas y algunos lamelibranquios y braquiópodos, que permiten, aun con duda, asignarla al Muschelkalk.

Cerca de Callosa de Ensarriá hemos visto algunos términos de

areniscas abigarradas, revueltos en la masa arcillosa, que podrían formar la base detrítica del Trías.

El Trías está constituido por unos sedimentos arcillosos y margosos de considerable potencia, con términos arenosos en la base, una pequeña intercalación caliza durante el Muschelkalk y nuevos depósitos de arcillas y margas irisadas con yesos.

El Buntsandstein tradicional de Celtiberia estaría constituido en esta zona por un término detrítico de base, aquí invisible, que

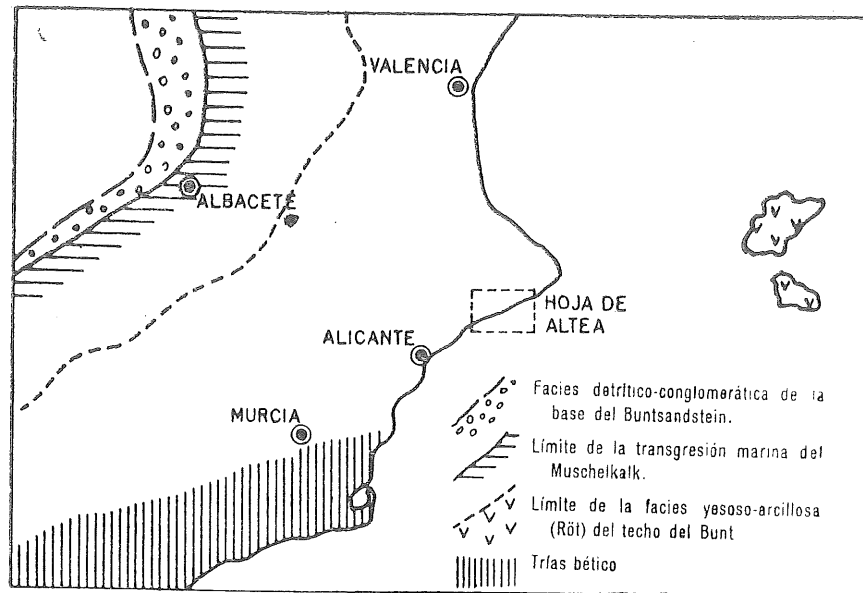


Fig. 17.—Repartición del Trías en el NE. español.

pasaría insensiblemente a términos areniscosos y por fin a un Röt que alcanza gran potencia y con facies semejantes al Keuper tradicional de la Ibérica.

Sigue un Muschelkalk marino representado por unas calizas en capitas y con una potencia de conjunto no superior a los 20 metros.

Sobre él se sedimenta el Keuper arcilloso yesífero, con gran potencia.

En la fig. 17, resumiendo las observaciones de Darder, Fallot, Brinkmann y otros, puede verse la repartición del Trías en un área externa que rodea nuestra Hoja. La base del Trías, el Bunt-

Werfeniense comienza al norte y oeste por una serie clástica. Conforme vamos hacia el sur y sureste la serie se hace más fina y profunda, llegando al Permotriás de Málaga, de arcillas pizarrosas y cuarcitas.

El Bunt superior, que comienza al NO. también clástico y detrítico, pasa hacia el SE. a una serie arcillosa, más o menos metamórfica. A lo largo del surco bético presenta una facies yesosa (Röt) de igual tipo que el Keuper germánico.

Sobre todas estas diferenciaciones se superpone la transgresión marina del Muschelkalk, con potencia variable pero facies tableada característica y uniforme en toda la zona al NO. de Murcia y Alicante y al SE. de Valencia y Albacete. En el área de Valencia y al norte alcanza potencia mucho más considerable.

Finalmente, el Keuper, de arcillas abigarradas y yesos, cubre toda el área. En la zona entre Albacete-Valencia-Murcia-Alicante alcanza grandes espesores, aproximadamente en la misma área en que el Röt yesoso adquiere su máxima expresión, por lo que la diferenciación entre ambas es sumamente insegura.

3) Jurásico.—Con la transgresión liásica toda la región inaugura una época de sedimentación marina que alcanza, con pequeñas interrupciones locales, hasta el Terciario superior.

Se han debido depositar en la Hoja el Lías y Dogger, aunque no presenten afloramientos. Hacia finales del Jurásico experimenta la zona una regresión, reflejada en la caliza nerítica kimmeridgense de Puig Campana y en el término arenoso basal de Sierra Helada, de edad neocomiense-barremiense.

El estudio del Jurásico en la región está muy poco avanzado, especialmente debido a la escasez de afloramientos. Extraemos el resumen de Darder del Jurásico en la región:

Titónico y Portlandés .....	Muy dudoso. En todo caso, falsas brechas titónicas.
Kimmeridgense ..	No comprobado; probablemente calizas margosas en capitas.
Sequanense .....	Calizas margosas con <i>Perisphinctes lotharis</i> .
Rauraciense .....	Calizas margosas análogas a las sequanenses.
Argoviense .....	Calizas margosas, con <i>Och. canaliculatum</i> , <i>P. orbigny</i> , <i>P. lucingensis</i> , <i>Asp. oegir</i> .

Oxfordiense . . . . .	Quizás la base de la fauna anterior, con <i>Aspidoceras perarmatum</i> .
Calloviense . . . . .	Probablemente calizas análogas a las capas anteriores, pero sin fósiles.
Bathoniense, Bajociense . . . . .	Probablemente dolomías.
Aaleniense . . . . .	Calizas margosas con <i>Pinna</i> ?
Toarciense . . . . .	Calizas con <i>Pseudogrammoceras cf. expeditum</i> .
	Calizas con <i>Hild. bifrons</i> e <i>H. levisoni</i> .
Domeriense . . . . .	Calizas con <i>Hildoceras lavimianum</i> .
Pliensbaquiense (Lotariense) . . . . .	Calizas compactas grises (?).
Sinemuriense, Hettangiense . . . . .	Calizas rosadas subdolomíticas y subcavernosas, dolomías y calizas con secciones de crinoideos y <i>Ostrea</i> ?
Retiense . . . . .	?

El hallazgo hecho por nosotros de una caliza margosa brechoide con lithothamnium y *Clypeina jurassica* extiende la serie jurásica hasta el Kimmeridgense inclusive.

Algo más al norte de la Hoja hemos hallado una caliza ocre cristalina inferior a un neocomiense y con microfauna de tipo jurásico que en este caso correspondería al Titónico.

En cualquier caso, al final del Jurásico empezamos a notar en la región cambios de facies y regresiones y transgresiones locales que indican, dentro de una profundización general de fondo, una inestabilidad en zonas.

4) **Cretáceo inferior.**—En efecto, la diferenciación que se inició en el Jurásico entre Celtiberia y la zona bética se agudiza en esta época. A principios del Cretáceo se produce emersión de grandes zonas y facies continentales en diversos puntos. La fig. 18 muestra la repartición de facies del Neocomiense en la región.

Durante el Barremiense se conserva la repartición de facies del Neocomiense. En general se presenta el Barremiense con carácter regresivo sobre el piso anterior, de forma que indica una disminución de profundidad del mar y un incremento de los términos areniscosos de la serie.

En el Aptense prosiguen las variaciones de facies. En la figu-

ra 19 se da un esquema de la repartición en la región. Se observa la conservación al norte de Altea de una zona de sedimentación más profunda, con base margoso-arcillosa, rodeada de una facies más nerítica, que en el sur tiene predominio arenoso y en el norte

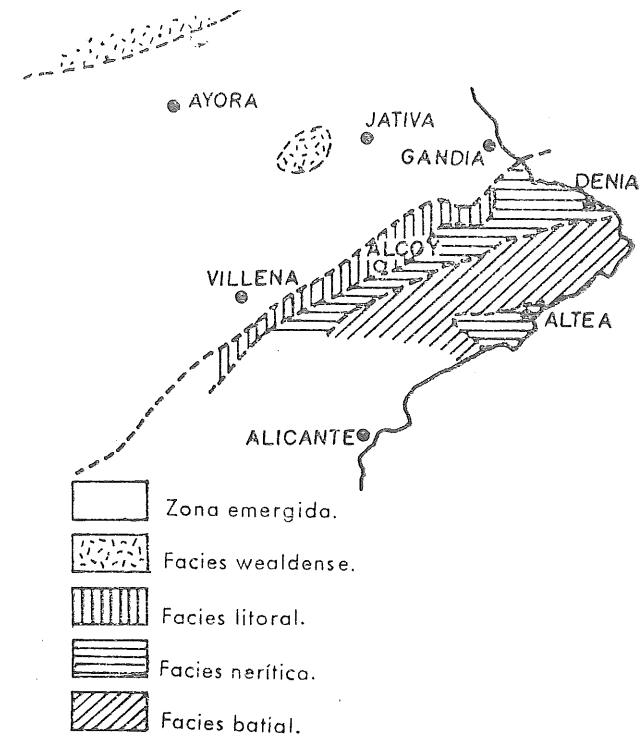


Fig. 18.—Facies regionales del Neocomiense.

calizo. Se aprecia en la figura la indentación caliza del Puig Campana y la base areniscosa de Sierra Helada.

En el Aptense superior hay una transgresión general, y las facies se uniformizan, alternando calizas y margas con faunas más profundas. El mismo estado de cosas se mantiene en el Cenomanense. El tránsito entre Aptense y Cenomanense se realiza con regresión en algún punto de la región; en la hoja de Alcoy se señala incluso un utrillense.

Por lo que respecta a nuestra zona, el tránsito Aptense y Ce-

nomanense, es decir, el Albense, se mantiene con características uniformes de margas con alternancia de capas calizas.

5) **Cretáceo superior.**—El Cenomanense comienza con una serie de idénticas litopausas que el periodo anterior, pero en facies más monótona margosa. Los términos calizos se reducen en la Hoja, hasta llegar a desaparecer, mientras se mantiene al norte de ella.

La facies es batial y de gran potencia.

El Turonense representa en el Cretáceo superior un término calizo. La escasez de fósiles es absoluta, por lo que a la Hoja de

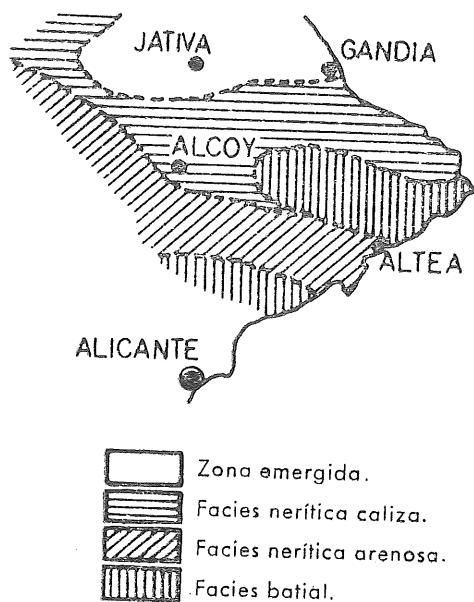


Fig. 19. — Facies del Aptense (base).

Altea se refiere, de forma que tenemos indicación de profundidades. De todas formas, la extensión regional de las calizas turonenses la califica de relativamente profunda.

La sedimentación prosigue durante el Senonense con litología más margosa, terminando con carácter regresivo hasta dar paso al Eoceno. El Cretáceo superior alcanza en la Hoja enorme potencia, indicación de hallarse ésta en pleno geosinclinal bético, de

historia geológica independiente de la Meseta o del macizo Ibérico.

6) **Eoceno.**—La sedimentación en la Hoja entra definitivamente en el geosinclinal bético en el Cretáceo. Con las pequeñas transgresiones y regresiones del Cretáceo inferior y la monotonía y potencia del Cretáceo superior, en su facies profunda.

Los movimientos alpinos de edad pirenaica empiezan ahora a notarse. El fondo marino, igualado con los potentes depósitos cretáceos, muestra de nuevo inestabilidad. La zona norte y la zona sur de la Hoja empiezan a actuar de forma distinta.

La zona sur es la más tranquila. Apenas un nivelillo detrítico altera la sedimentación hasta final del Eoceno. Pero en la zona media y la norte sufren desplazamientos verticales.

La zona norte experimenta un suave movimiento negativo de regresión. Se producen corrientes que impiden la sedimentación durante el Garumnés, y el Eoceno inferior lo hace con potencia reducida en facies margosa. La zona central recibe aportes cruzados que producen una sedimentación, si bien de poca potencia, en forma de flysch.

A partir de esta época se produce una importante diferenciación de depósitos: la zona sur prosigue en régimen margoso, mientras que la zona norte va recibiendo los depósitos calizos del Luteciense medio y superior (ver figs. 5 y 6).

Al final del Eoceno se producen los importantes movimientos pirenaicos descritos en el parágrafo 3a y toda la Hoja entra en periodo erosivo.

7) **Oligoceno-Aquitaniense.**—Tras la regresión motivada por la orogenia mesoalpina, de nuevo se produce una transgresión general en la región. La transgresión es autora de erosión de los depósitos detríticos acumulados anteriormente, y así, en la Hoja no aparecen entre los diversos pisos cretáceos y la serie actual términos clásticos.

No obstante éstos existieron, y cerca del borde de la actual transgresión, en la zona de Alcoy, por ejemplo, se conservan. La transgresión, con sentido E. a O., cubre en la Hoja y permite la sedimentación del paquete oligoceno-aquitaniense.

Esta serie presenta una facies clástica en el borde, facies caliza nerítica con erizos y facies margosa más profunda. Sólo los dos

últimos se encuentran en la Hoja. Los espesores aumentan también hacia al interior del mar transgresivo.

En la fig. 20 se indican los límites y repartición de facies del Oligoceno-Aquitaniense.

8) **Burdigalense.**—Durante este periodo comienza en la Hoja el movimiento isostático anteriormente descrito.

La cubeta de Calpe va recibiendo enormes depósitos de este tipo, mientras que la zona central comienza a elevarse. Las facies

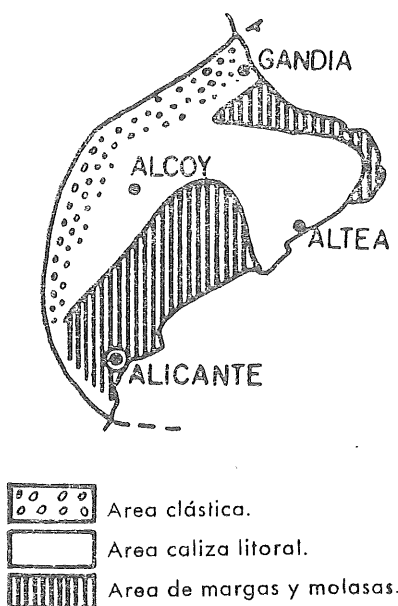


Fig. 20.—Sedimentación oligoceno-aquitaniense.

se uniformizan en las zonas en que hay sedimentación y las diferencias se muestran sobre todo en las variaciones de potencia.

Al final de este periodo ocurren los movimientos estáticos. Los sedimentos se pliegan y fracturan. El mecanismo diapírico se pone en movimiento.

9) **Vindoboniense.**—Tras el movimiento estático comienza un nuevo ciclo erosivo, reactivado por la aparición del diapiro. El área de la Hoja se fractura, la cobertera miocena se erosiona en

muchas áreas, sobre todo en el centro, y ocurren los deslizamientos gravitacionales.

Al final de este periodo el mar invade de nuevo algunas áreas, pero ya no cubre por completo la Hoja.

10) **Plioceno-Cuaternario.**—La última etapa de la historia de la Hoja es un lento movimiento regresivo continuado desde el final del Mioceno hasta nuestros días.

En muchas áreas de la Hoja se acumulan depósitos detríticos y clásticos en forma de piedemontes externos que tapizan la llanura. En la costa quedan testigos de terrazas cuaternarias recientes ya cercanas al nivel actual del mar.



## HIDROLOGIA SUBTERRANEA

### INTRODUCCION

Esta región, como todo el SE. de la Península, necesita un detenido estudio de las posibilidades acuíferas del subsuelo, pues como indicamos en el Capítulo II el carácter dominante de la climatología, en ella, es la sequía. Como consecuencia, las corrientes fluviales son poco numerosas, en muchos casos intermitentes, y aprovechadas al máximo en regadíos. Constituye un problema candente para muchos municipios y caseríos aquí situados la búsqueda del agua, siquiera en cantidades suficientes para atender el consumo público, en aumento incesante en muchos casos por el auge que está experimentando constantemente el turismo en la región. Así nos encontramos con que algunos municipios se han visto forzados a comprar manantiales situados a gran distancia y efectuar costosísimas obras de captación y conducción para asegurar el abastecimiento de agua de sus poblaciones.

Por otra parte, dado el clima cálido que aquí se disfruta, puede decirse que las tierras de cultivo son ricos vergeles cuando cuentan con agua para sus regadíos, y muy pobres, casi eriales, en las zonas de secano, con algunas excepciones.

Debemos por tanto insistir en que el estudio completo de la hidrología subterránea de la región, más que una conveniencia, constituye una necesidad.

Un estudio de tal índole caería fuera del objeto de la presente Memoria, por tanto nos limitaremos a dar una idea esquemática.

de la permeabilidad de los distintos tramos con que nos encontramos en esta zona y, a continuación, un resumen de los manantiales y alumbramientos existentes y el análisis químico e hidrotimétrico de alguna de sus aguas.

### HIDROLOGIA

Las series sedimentarias comprenden pisos que van desde el Keuper al Cuaternario. A continuación examinaremos brevemente sus distintas permeabilidades y características.

Keuper: Impermeable. Riesgo de salinizar las aguas en la zona de yesos.

Jurásico: Permeable. Pequeño afloramiento en las proximidades del vértice Puig Campana, a considerable altura.

Neocomiense: Margas y arcillas. Impermeable.

Aptense inferior: Areniscas. Poco permeable.

Aptense medio: Calizas. Permeable.

Aptense superior-Albense. Calizas y margas. Algo permeable.

Cenomanense: Margas y calizas margosas. Impermeable.

Turonense: Calizas. Muy permeable.

Senonense: Margas. Impermeable.

Eoceno: Margas y flysch impermeable. Calizas permeables.

Oligoceno-Aquitaniense: Calizas, muy permeables, constituyen las zonas de mayor posibilidad. Flysch, impermeable.

Mioceno: Impermeable. Alcanza mucha potencia en algunos lugares.

Cuaternario: Potente. No tiene muchas posibilidades, debido a las escasas lluvias y a estar drenado casi por completo por los barrancos y ramblas.

A la vista del cuadro anterior se deduce que las mayores posibilidades se centran en el Oligoceno-Aquitaniense, cuyo afloramiento principal constituye parte de la Sierra de Bernia. Como la ladera sur de esta sierra desagua ya naturalmente por fuentes y manantiales caudalosos en las proximidades de Callosa de Ensarriá, Polop y La Nucía, las investigaciones deben dirigirse más al este, en el Cretáceo inferior y Eoceno, que reposan allí sobre el Keuper, y en la vertiente norte.

Otras zonas de interés hidrológico son los paquetes calizos aptenses y cenomanenses de la Sierra Helada, muy uniformes, que aportarán pequeños caudales, y en la Sierra Cortina las capas de caliza turonense, donde ésta se mete bajo el Senonense, buzando hacia Benidorm.

### HIDROLOGIA LOCAL

Damos a continuación una relación de los manantiales existentes dentro de los límites de la Hoja, con expresión del uso a que se destina y los caudales en litros por segundo:

Pueblo	Nombre del manantial	Situación paraje	Uso	Caudal
Altea	Galera.	Galera.	Abasto.	1
—	Garroferet.	Altea la Vieja.	Riego.	3
Benidorm	Carrerés.	Carrerés.	Abasto.	1
—	Perola.	Murtal.	—	0,50
Calpe	Pou Roig.	Barranco Pou Roig.	—	1,50
Callosa de Ensarriá.	Fuente Mayor.	Sierra Almedia.	—	9
—	Fuente del Moro.	Algar.	Riego.	3
Polop	Garrofer Terrer.	Barranco Faces.	—	80
—	Bunea.	Chirlos.	Ab. y riego.	40
—	Montroy.	Barr. Bunea.	Riego.	25
La Nucía	Planet.	Torrenst.	Abasto.	20
—	Fabara.	Almoig.	Riego.	6

La mayor parte de estos manantiales surgen en el contacto de las calizas con el Keuper diapírico que ocupa el centro de la Hoja. El abastecimiento público de Benidorm ha sido mejorado notablemente con la adquisición de un manantial y la correspondiente conducción hasta los nuevos depósitos de agua, de cuya obra, dada su importancia, transcribimos a continuación las principales características:

Nombre del manantial: Pozo de Rabasa.

Situación: Pla de Chirle, término de Polop de la Marina.

Caudal: 22 litros por segundo.

Longitud conducción: 12 kilómetros.

Los grados hidrotimétricos de los manantiales del Garroferet y de la Galera, del abastecimiento y riego de Altea, son respectivamente 15° y 21°. No se ha podido efectuar el análisis completo de estas aguas por la exigua cantidad de ella que nos ha sido remitida por el municipio.

## MINERIA Y CANTERAS

### A) MINERIA

La minería de la Hoja de Altea carece de interés, no sólo por el pequeño número, seis en total, de registros mineros allí ubicados, sino por la poca importancia de los mismos.

De estas concesiones mineras dos están situadas en el término de Alfaz del Pi y tienen mineral de hierro como objeto de la explotación.

Las cuatro restantes corresponden al término de Benidorm y explotan, tres de ellas, ocre con destino a fábricas de pintura, y la restante mineral de hierro.

El número de pertenencias que comprenden estas concesiones es el de 40 en el término de Alfaz del Pi y 298 en el de Benidorm. El simple conocimiento de estas cifras da idea de su escasa importancia, como decimos anteriormente.

### B) CANTERAS

El número y tonelaje de las canteras de la zona es, al contrario de lo que ocurre con las concesiones mineras, de bastante importancia, pues casi todas ellas, las de yeso, cuentan con su fábrica correspondiente. No sólo se explotan con intensidad estos yesos triásicos, sino también las ofitas, igualmente del Trías, mal llamadas pórfidos, y que se destinan principalmente al arreglo de carreteras y caminos vecinales.

Existen igualmente canteras de calizas para uso local.

El número total de canteras declaradas es el de 10 de yeso, dos de caliza y una de ofita, además de una gravera en Calpe. Estas se distribuyen, por municipios, así:

La Nucía, tres canteras de yeso.

Callosa de Ensarriá, dos de yeso y una de caliza.

Altea, dos de yeso.

Benidorm, una de yeso.

Alfaz del Pi, tres de yeso y una de ofitas.

Como decimos anteriormente, todas las canteras de yeso cuentan con sus hornos correspondientes, de donde sale el producto dispuesto para la construcción.

## VII

## BIBLIOGRAFIA

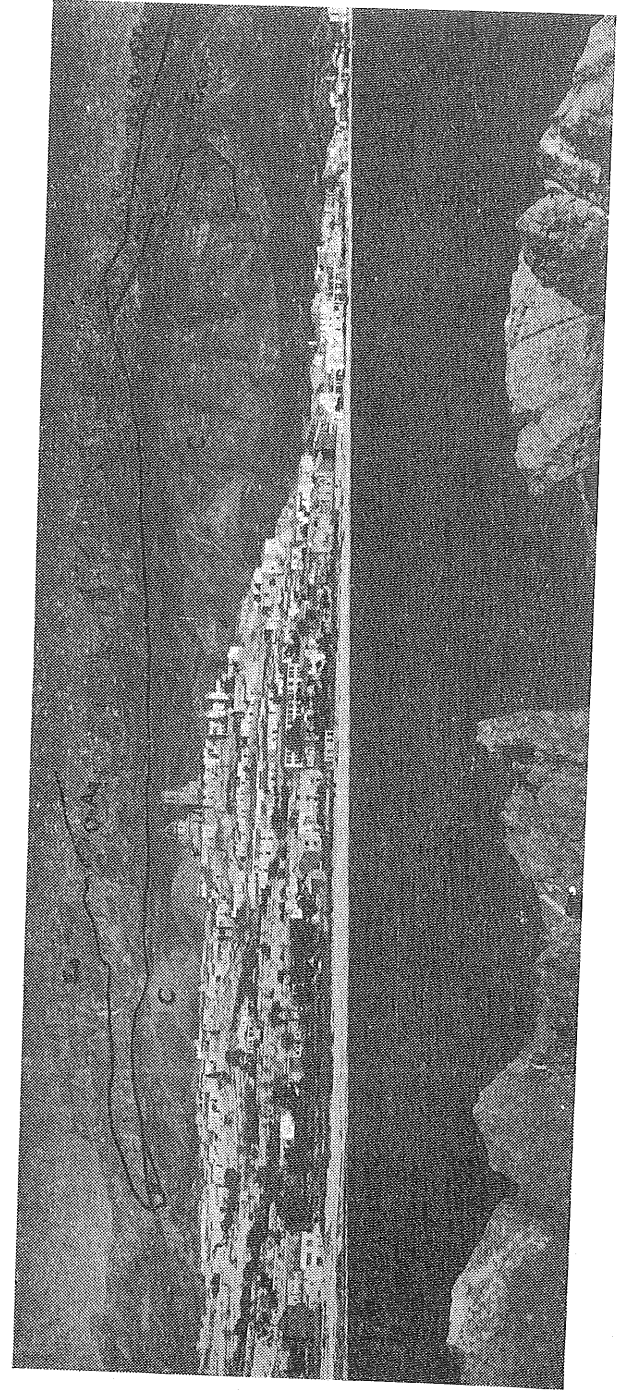
1. ALASTRUÉ, E. (1949): «Las unidades estructurales de las cordilleras béticas, según los estudios del Dr. Blumenthal». B. I. G. y M. E. Tomo LXIX.
2. BIROT, F., y SOLÉ SABARIS, L. (1959): «La morphologie du Sud-Est de l'Espagne».—Revue Geographique de Pyrénées et du Sud-Ouest. Tomo XXX, fasc. III. Toulouse.
3. BOTELLA, F. (1854): «Descripción de las minas, canteras y fábricas de fundición del reino de Valencia, precedida de un bosquejo geológico del terreno».—Rev. Min. Tomo V. Madrid.
4. BRINKMANN, R. (1948): «Las cadenas béticas y celtibéricas en el SE. de España».
5. BUSNARDO, ROBERT (1958): «Observations stratigraphiques sur le nummulitique des cordillères Bétiques (Espagne Méridionale)».—Extr. C. R. S. de l'Acad. des Sciences.
6. CAVANILLES, A. J. (1875): «Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del reino de Valencia».—Madrid.
7. CINCÚNEGUI, M. (1931): «Nota sobre el Triásico de Alicante». B. I. G. y M. E. Tomo LII
8. COLOM, G. (1934): «Contribución al conocimiento de las facies lito-paleontológicas del Cretáceo de las Baleares y del SE. de España».—Geol. des pays catalans.
9. — (1954): «Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante».—B. I. G. y M. E. Tomo LXVI. Madrid.

10. COLOM, G. (1955): «Estudio paleontológico de la microfauna del sondeo de La Marina (Alicante)».—N. y C. del I. G. y M. E., n.º 38.
11. — (1939): «Notas micropaleontológicas y econólicas sobre algunas formaciones continentales españolas».—Estudios Geológicos. Tomo XV, núms. 41-44.
12. CRUSAFONT PAIRÓ, M., y TRUYOLS SANTONJA, J. (1959): «Sobre el nuevo proyecto de estructuración y nomenclatura del Mioceno medio mediterráneo».—N. y C. del I. G. y M. España, n.º 56.
13. DARBER, B. (1945): «Estudio geológico del S. de la provincia de Valencia y N. de la de Alicante».—B. I. G. y M. E. Tomo LVII.
14. DIDON, J., y DURAND DELGA, M. (1959): «Existence d'un flysch marnogréseux du tithonique-neocomien au Nord de Gibraltar».—Extr. C. R. S. de l'Académie des Sciences, II mai.
15. DUPUY DE LÔMBE, E., y Novo, P. (1917): «Estudios hidrológicos en las provincias de Murcia y Alicante».—B. I. G. Madrid.
16. DUPUY DE LÔMBE, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1956): «El sistema cretáceo en el Levante español».—Separata Memorias del I. G. y M. de E. Tomo LVII.
17. DURAND DELGA, M. y MAGÉ, J. (1958): «Donnés stratigraphiques et micropaleontologiques sur le nummulitique de l'Est des Cordilleres Bétiques (Espagne)».—Revue de Micropaléontologie, n.º 3.
18. EZQUERRA, J. (1850): «Ensayo de una descripción general de la estructura de España».—Mem. Acad. de Ciencias. Madrid.
19. FALLOT, P. (1945): «Estudios geológicos en la zona subbética, entre Alicante y el río Guadiana Menor».—Consejo Sup. de Inv. Cient., Inst. «Lucas Mallada», Madrid.
20. — «Les Cordillères bétiques».—Separata de Est. Geológicos, n.º 8, págs. 85-172.
21. GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1926): «Contribution a la connaissance des terrains neogènes et quaternaires marins sur les costes méditerranées d'Espagne».—Comptes Rendus du Congrès Geol. Int. Paris.
22. HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1958): «Fisiografía del solar hispa-

- no».—Memorias de la R. A. de C. E. F. y Naturales de Madrid. Tomo XVI (segunda parte). Madrid.
23. IMPERATORI, L.: «Documento para el estudio del Cuaternario alicantino».—Estudios Geológicos, n.º 34. Consejo Sup. Inv. Cient. Madrid.
24. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1906): «Sobre la geología del Sudeste de España».—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. T. VI. Madrid.
25. — «Excursiones por el Norte de la provincia de Alicante».
26. — (1927): «Geología y paleontología de Alicante».—Trabajos Museo Nacional Cienc. Nat., Serv. Geol. Madrid.
27. — (1922): «Nota acerca de la existencia de *Aturia zigzag* en Callosa de Ensarriá».—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXII, pág. 371. Madrid.
28. MALLADA, L. (1895-1911): «Explicación del mapa geológico de España».—Mem. de la Com. del Mapa Geol. Madrid.
29. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA, escala 1:50.000. (1957): «Explicación de la hoja n.º 821, Alcoy.»
30. NAVARRO, A., VILLALÓN, C., y TRIGUEROS, E. (1959): «El Cuaternario marino de la Sierra Helada (Alicante) y la tectónica reciente».
31. NICKLÉS, R. (1895): «Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province de Alicante et Sud de la province de Valencia».—Bol. Com. Mapa Geol. Tomo XX. Madrid.
32. — (1896): «Sur les terrains secondaires des provinces de Murcie, Almerie, Granade et Alicante».—Bol. Com. Mapa Geol. Tomo XXIII. Madrid.
33. — (1906): «Sur l'existence des phenomenes de couverture dans la zone subbetique».—Bol. Com. Mapa Geol. Madrid.
34. Novo, P. (1915): «Reseña geológica de la provincia de Alicante».—Bol. Inst. Geol. Madrid.
35. PIERRE CHEVALIER, J. (1959): «Recherches sur les madréporaires et les formations recifales de la Méditerranée occidentale».—C. R. S. des séances de la Soc. Géol. de France. Fasc. 7.
36. PLA SALVADOR, GONZALO (1954): «Catálogo de cavidades de la provincia de Alicante».—Speleón, tomo V, n.º 4.

37. RÍOS, JOSÉ M.<sup>a</sup> (1945): «Cuadro sistemático de las formaciones geológicas y de las fases de plegamiento».—Publ. Esc. Esp. Ing. de Minas.—Madrid.
38. SAN MIGUEL, A. «Los basaltos de Calpe y Picasent».—Estudios Geológicos, n.º 10.
39. SCHMIDT, M. (1930): «Beobachtungen über die Trias von Olesa de Monserrat und Vallisana in Katalonien und der Keuper von Alicante».—An. pour l'ét. géol. de la Méditerranée occidentale. Vol. III, n.º 23.
40. VERNEUIL, E., y COLLOMB, E. (1854): «Itinéraire géognostique dans le SE. de l'Espagne».—Bull. Soc. Géol. France. Paris.

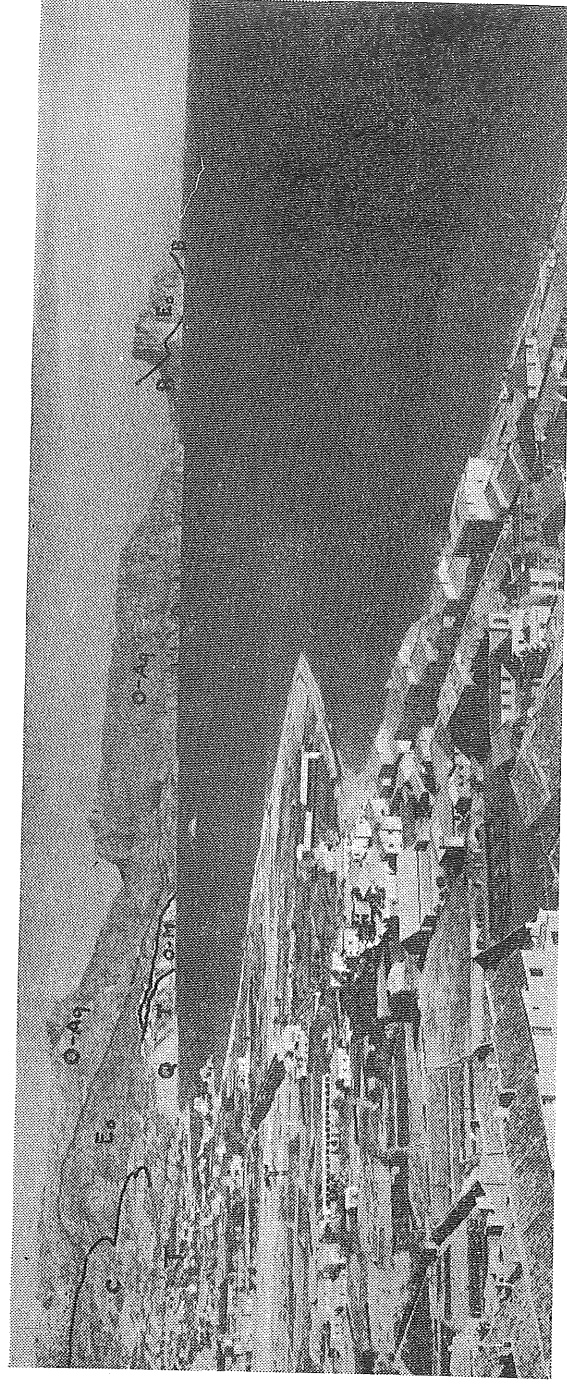
HOJA N.º 848.—ALTEA



Fot. 1.—Panorámica de Altea. Al fondo la Sierra de Bernia.  
 C = Cretáceo superior.—Eo = Eoceno.—O-Ag = Oligoceno-Aquitaniense.—B = Burdigalense.

Fot. Hermanos García

HOJA N.º 848. — ALTEA



Fot. Hermanos García

Fot. 2. — La Pedriza, el Morro del Toix y el Peñón de Ifach Desde la iglesia de Altea.  
*T* = Trias. — *C* = Cretáceo superior. — *Eo* = Eoceno. — *O-Ag* = Oligoceno-Aguitaniense. — *O-M* = Aguitaniense-Mioceno. —  
*B* = Burdigalense. — *Q* = Cuaternario.

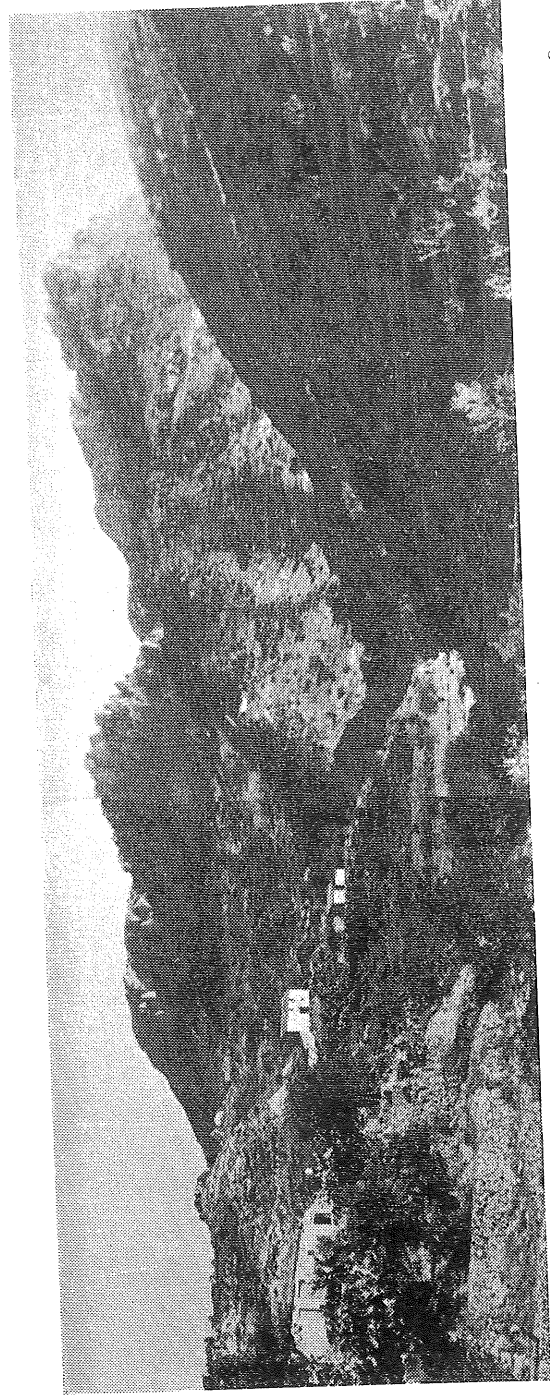
HOJA N.º 848.—ALTEA



*Fot. 3.—Calizas verticales del agudo anticlinal oligoceno-aguitaniense de Bernia. A la izquierda, el Cretáceo superior adosado.*

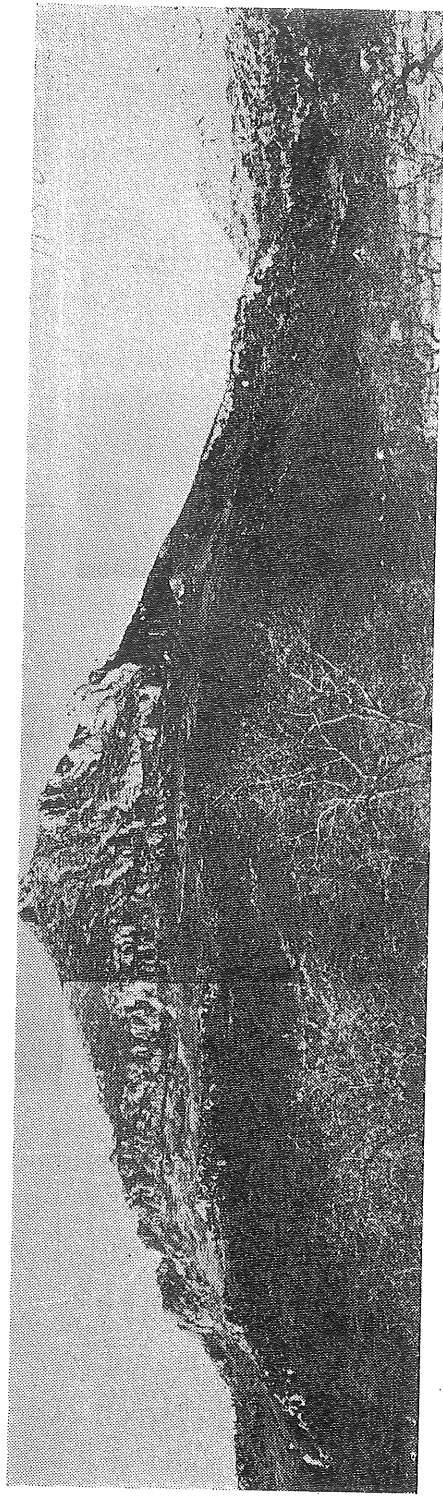


HOJA N.º 848.—ALTEA



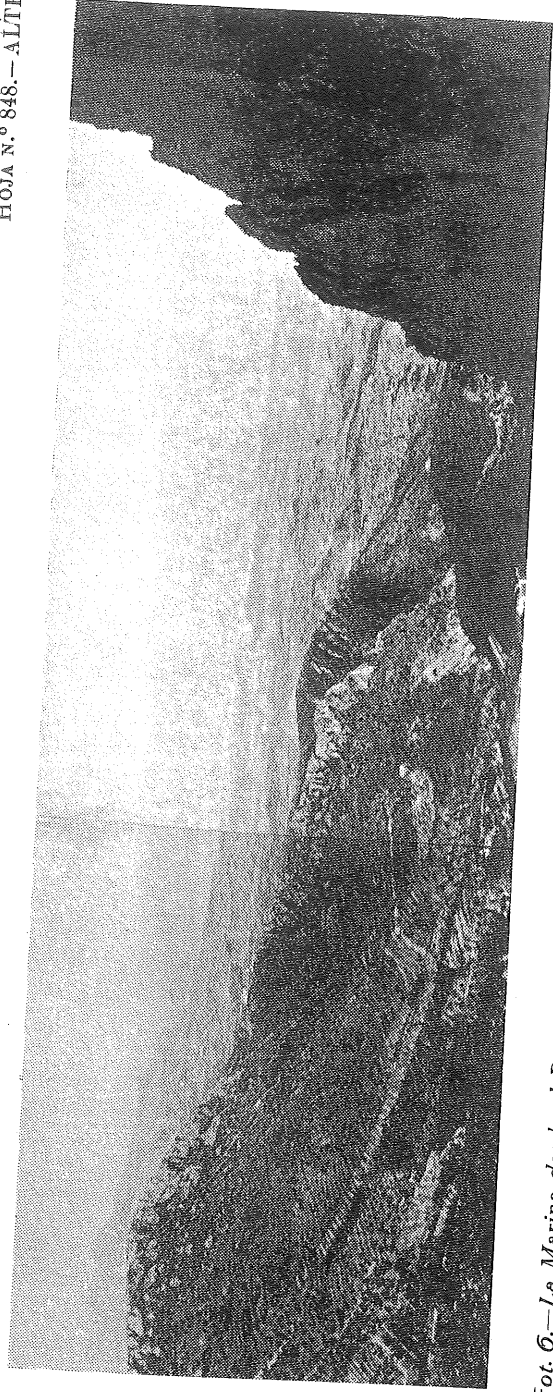
*Fot. 4.—La Sierra de Oltá. Crestón eoceno sobre margas burdigalenses. En el centro, detrás de las casas, cantera de ofitas en el Trias de una falla por delante de la sierra.*

Hoja n.º 848.—ALTEA



Fot. 5.—Panorámica del Puig Campana. A la derecha, calizas turonenses. En primer plano y la falda del Puig, margo-calizas cenomanenses. La cima en calizas verticales aptenses-albenses.

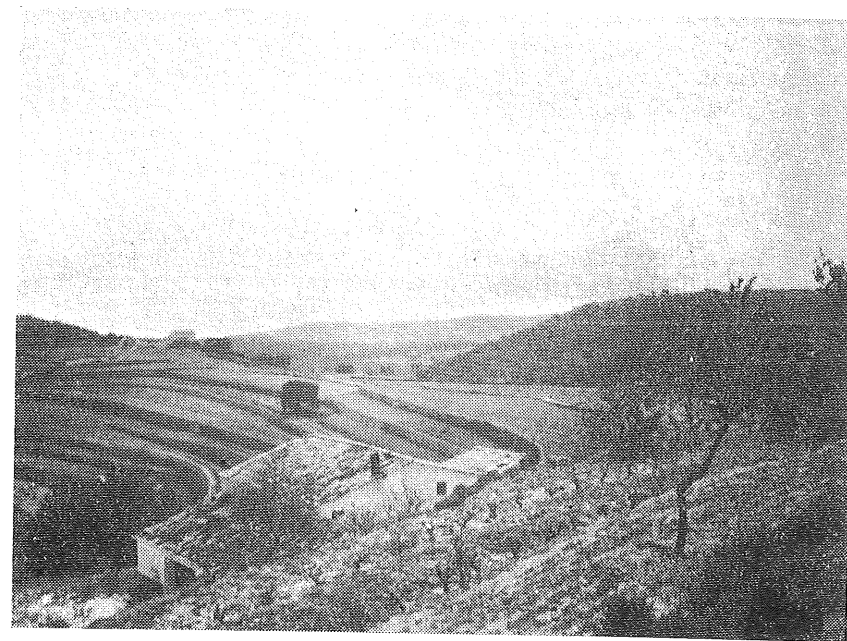
HOJA N.º 848.—ALTEA



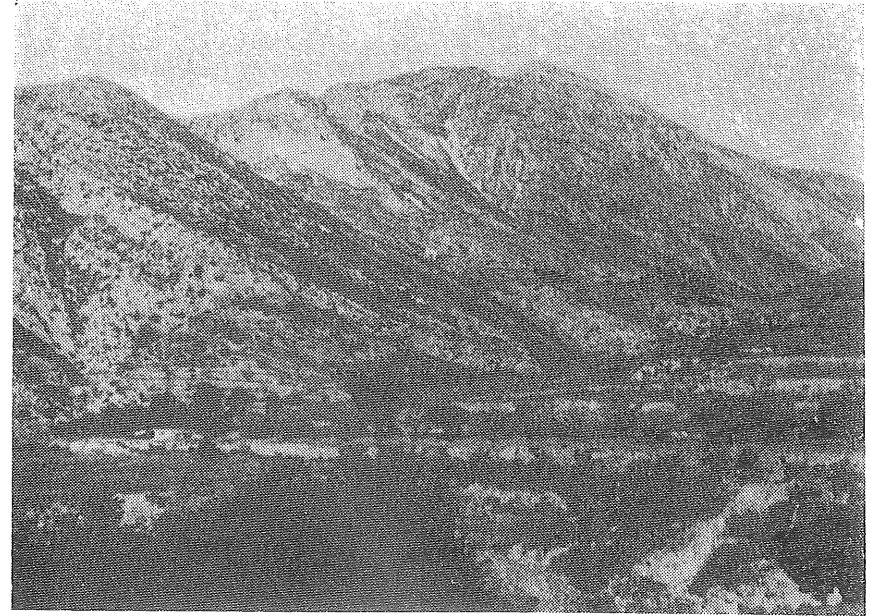
*Fot. 6.—La Marina desde el Puig Campana. A la derecha, calizas verticales aptenses. En el centro, margo-calizas cenomanenses bajo los crestones turonenses. Al fondo, el llano triásico del Guadalest.*



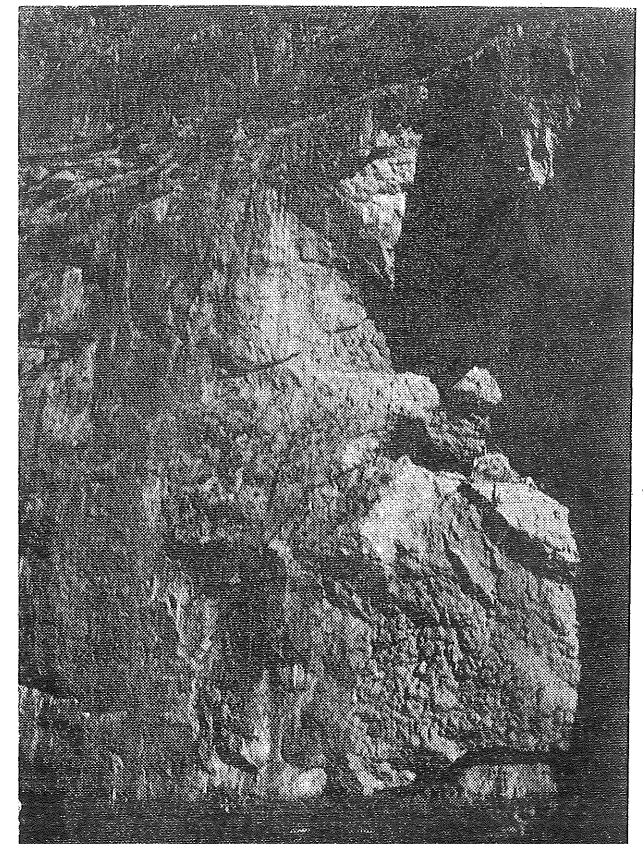
*Fot. 7.—Crestón eoceno del Oeste de Bernia sobre Oligoceno-Mioceno del Valle de Tárben, en el borde norte de la Hoja.*



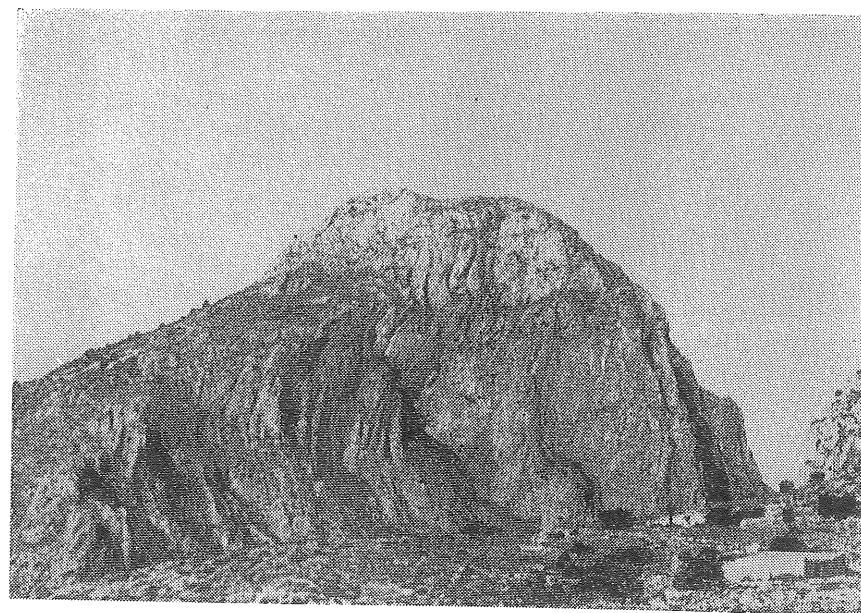
*Fot. 8.—Campos de labor en el «tap» burdigalense del sinclinal de Benisa.*



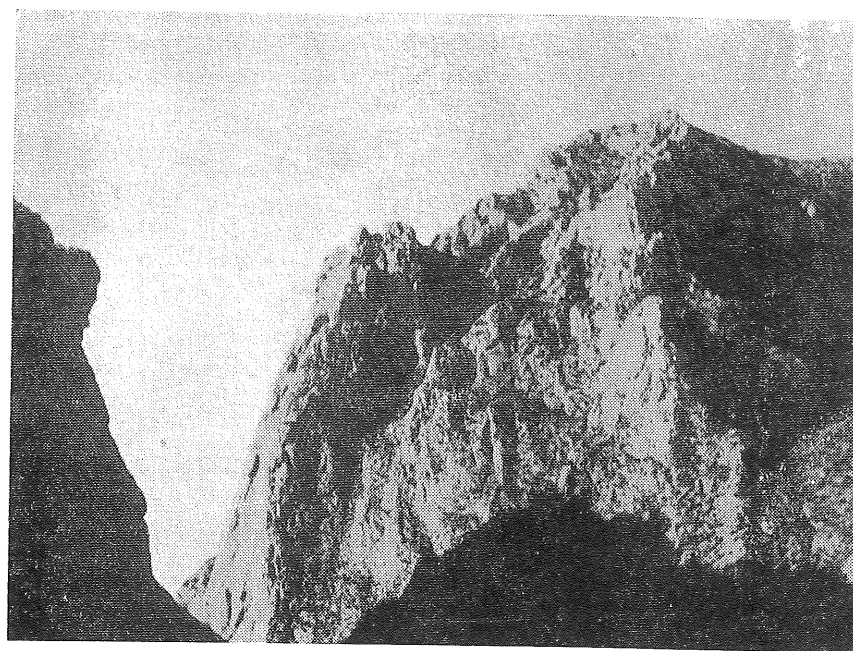
*Fot. 9. — Falda norte de la Sierra de Bernia. Calizas oligoceno-aquitanienses bajo margas burdigalenses.*



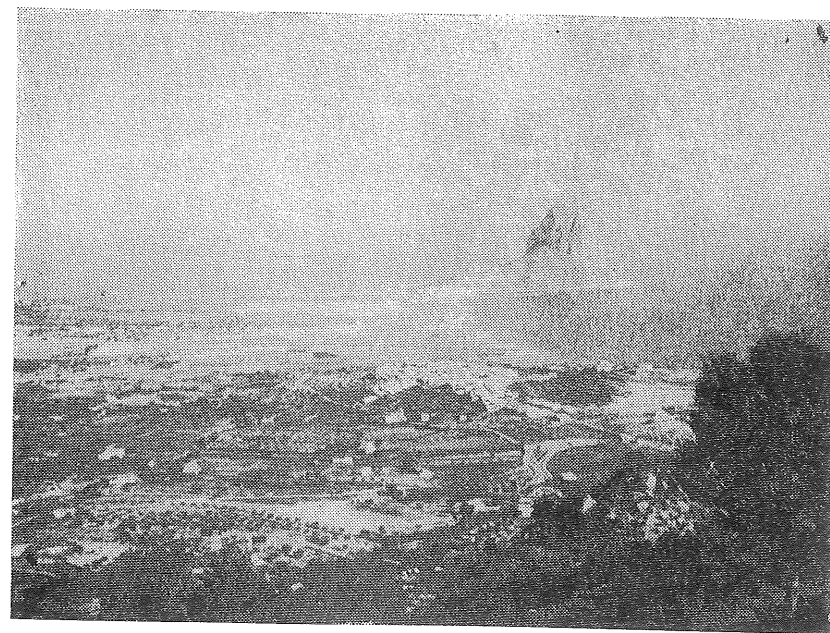
*Fot. 10. — Calizas oligoceno-aquitanienses verticales del Morro del Toix. Puesto colgante de pesca sobre el mar.*



*Fot. 11.—Calizas verticales de los túneles del Mascarat. Por el collado una falla donde aflora el Triás.*



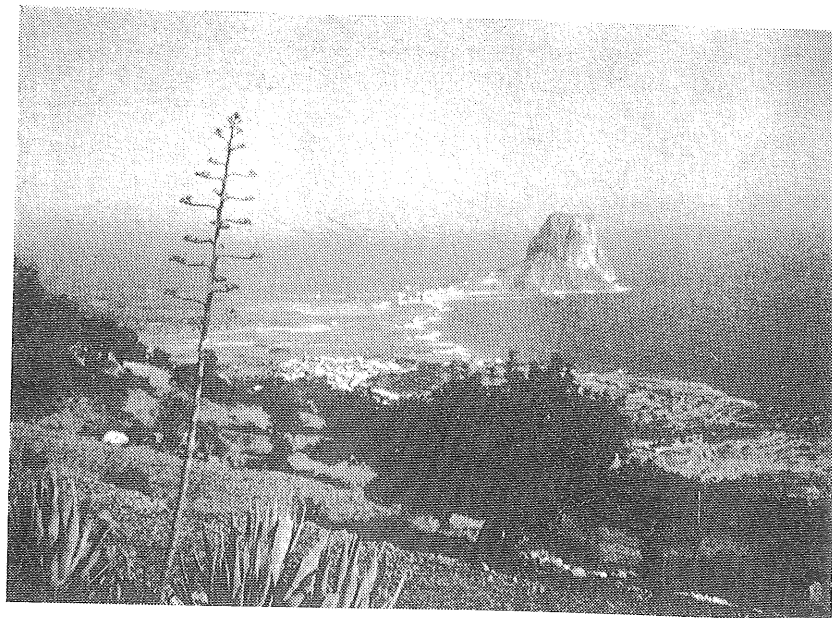
*Fot. 12—Otra vista de las mismas calizas anteriores oligoceno-aquitanienses.*



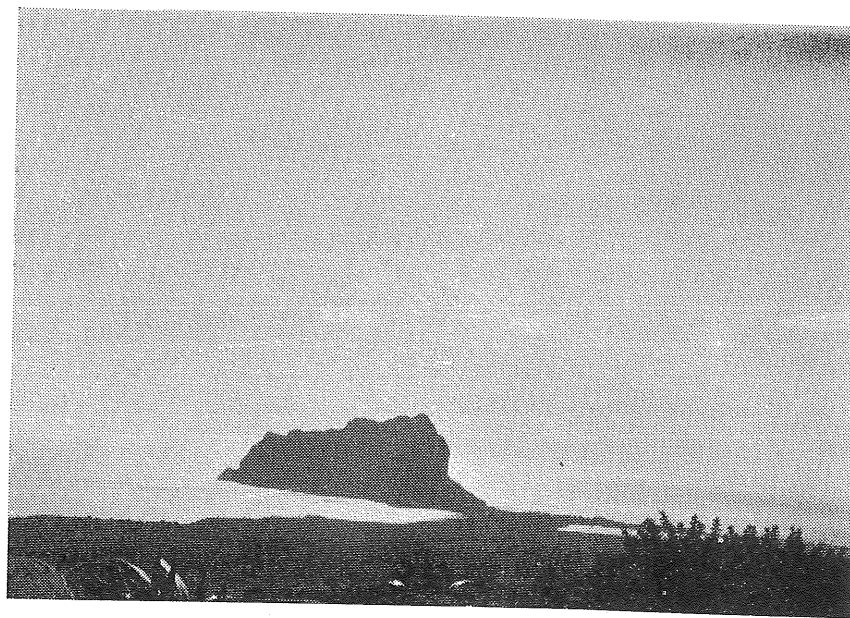
*Fot. 13.—Llano cuaternario de Calpe sobre Burdigalense. Al fondo, el Peñón de Ifach.*



*Fot. 14.—Lajas cuaternarias sobre margas del Burdigalense en la playa de Calpe.*

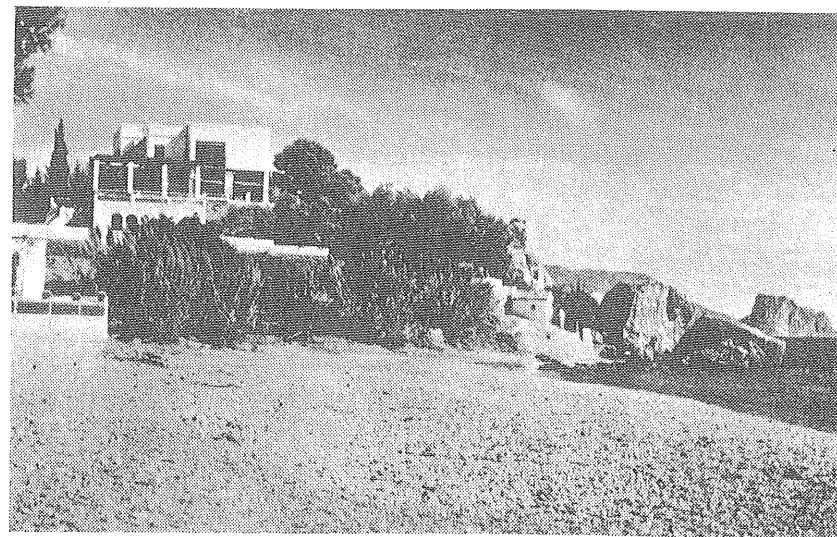


*Fot. 15.—Derrubios cuaternarios y campos de labor de la falda de la Sierra de Oltá. Al fondo, la caliza eocena del Peñón de Ifach, sobre margas burdigalenses.*

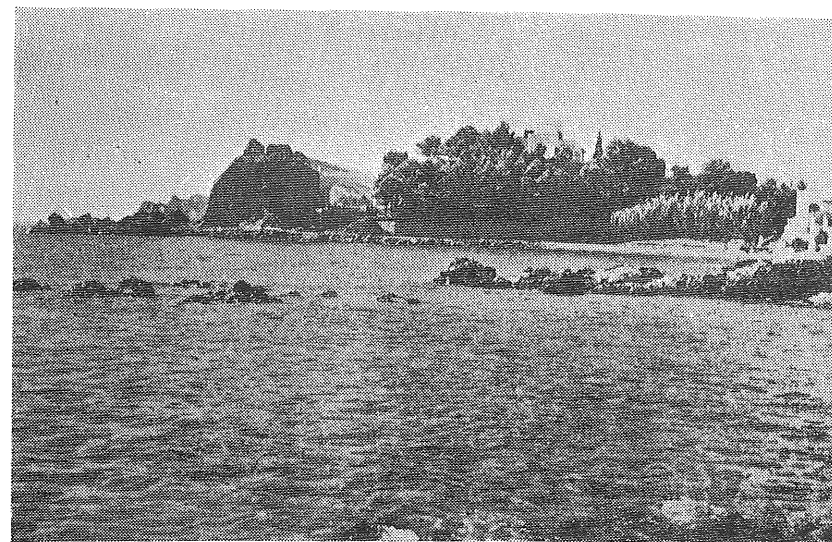


*Fot. 16.—Vista lateral del testigo eoceno del Peñón de Ifach.*

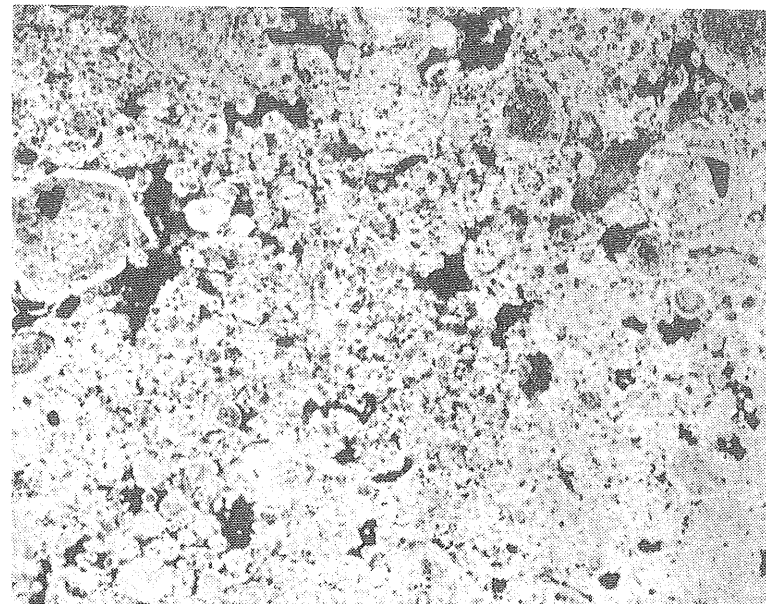




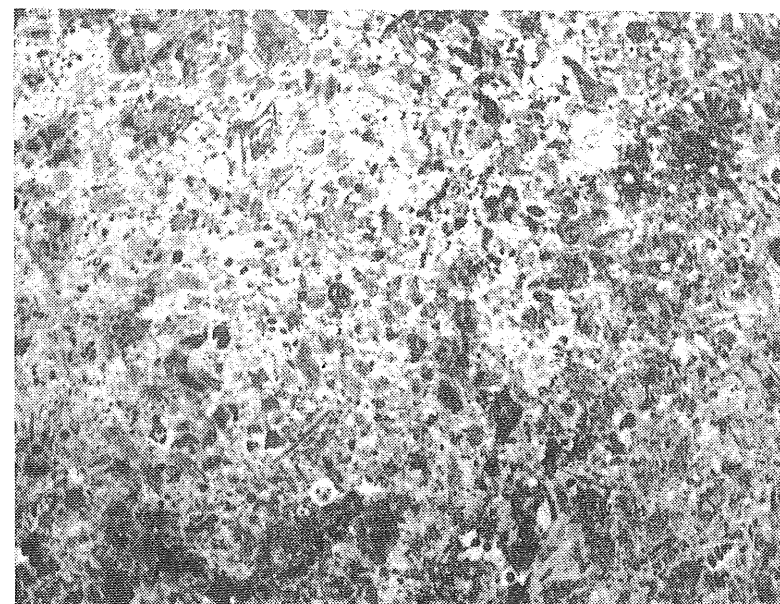
*Fot. 17.—Vista de la terraza marina tirreniense de Cap Negret. A la derecha, pitón de ofitas. Al fondo, a la derecha, el Peñón de Ifach.*



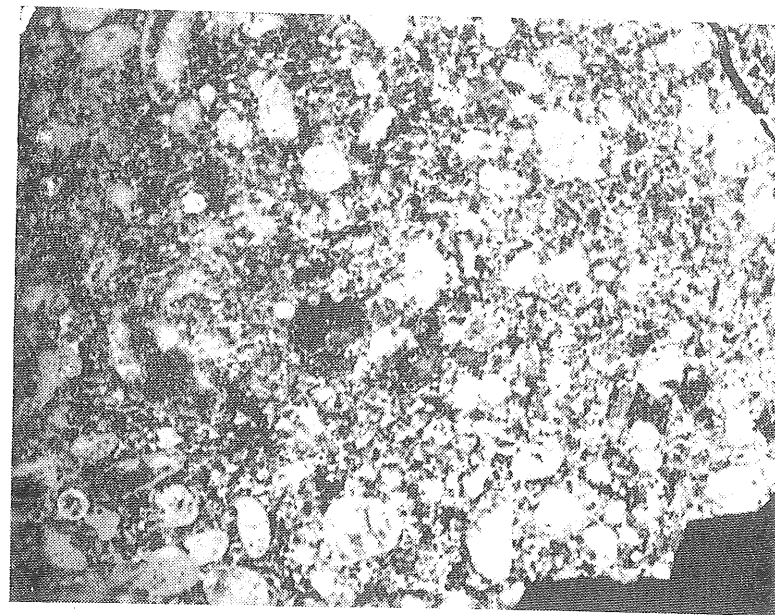
*Fot. 18.—Otra vista de la terraza cuaternaria marina antigua adosada al afloramiento ofítico.*



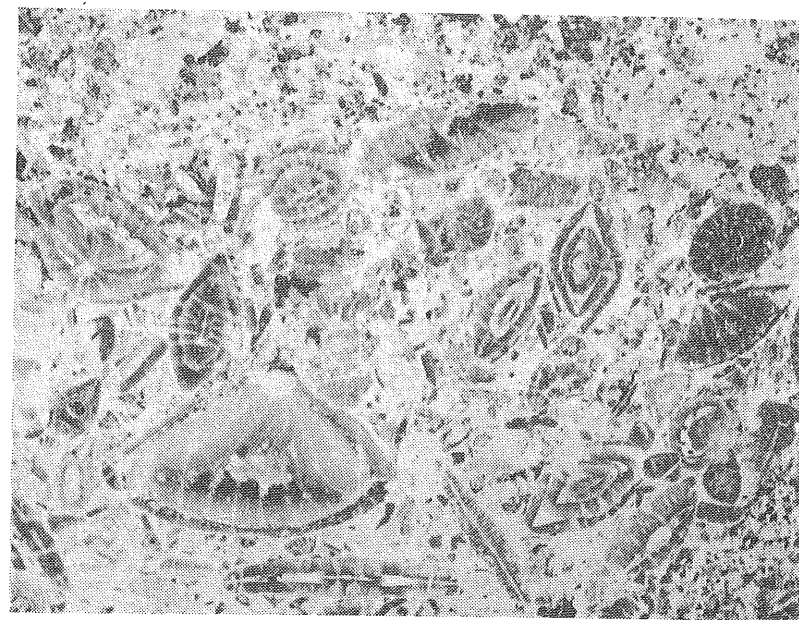
*Fot. 19.—Caliza brechoide llena de restos redondeados oscuros y pequeños fragmentos de microcodium, moluscos y ostrácodos. Posible Daniense epicontinental salobre.*



*Fot. 20.—Caliza margosa pardo ocre, alterada y rota, con abundante microfauna, a base de orbitoides, siderolites, rotalidos, anomalinidos, radiolas y placas de equínidos, nummofallotia, stomiosferas y valvulinidos. Maestrichtiense epicontinental.*



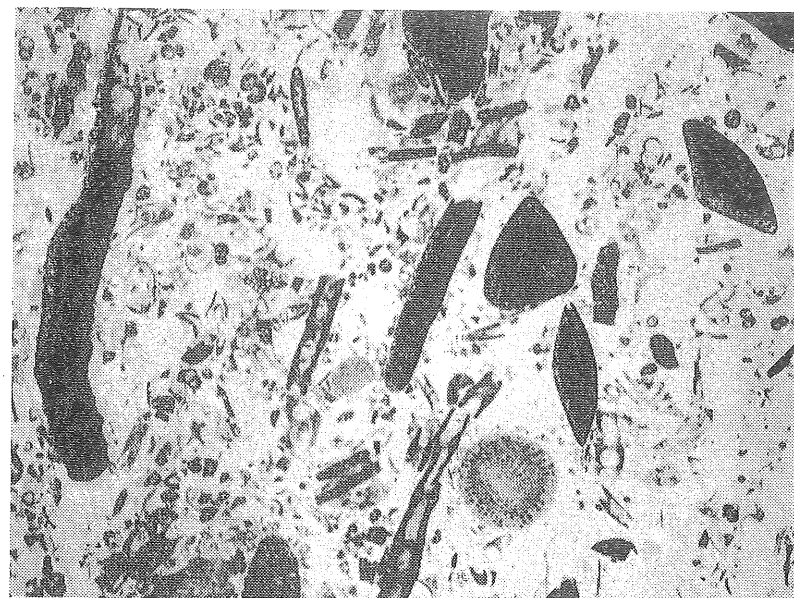
*Fot. 21.—Cáliza ocre claro con muchos restos alterados y borrosos, entre ellos: anomalinidos, equinodermos, stomiosferas, globorotálidos y globigerinas. Posible Senoniense (Santoniense-Coniaciense).*



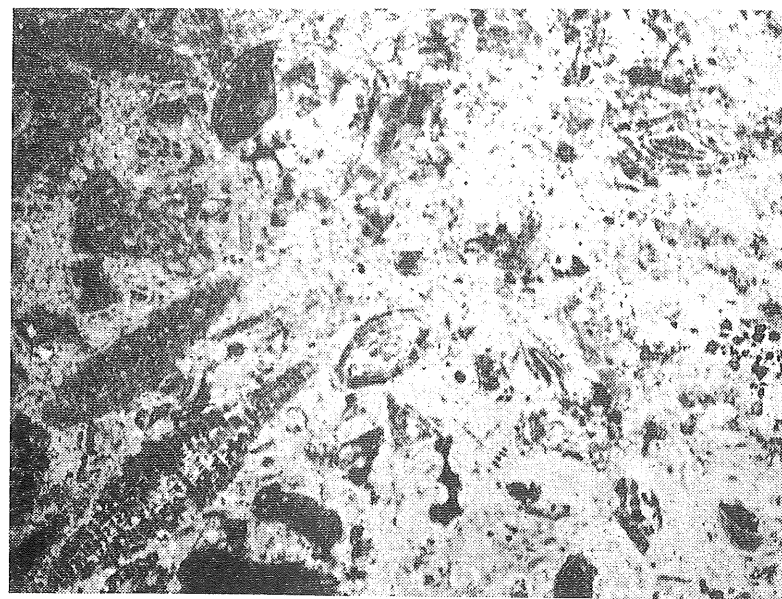
*Fot. 22.—Caliza brechoide pardo claro con briozoos, melobesias, equinodermos, globorotálidos, nummulites, discocyclinas, assilinas, flosculina y anomalinidos. Luteciense epicontinental.*



Fot. 23.—*Caliza brechoide castaño claro. Pasta margosa, llena de restos orgánicos: Nummulites aturicus, discocyclina, sphaerogypsina, lithothamnium, cibicides, valvulinidos, miliolidos, operculina, rotalidos. Luteciense epicontinental.*



*Fot. 24. - Caliza brechoide blanca, con pasta margosa totalmente llena de restos orgánicos: lithothamnium, operculina, heterostegina, amphistegina y globigerina, con otras muchas formas. Burdigaliense epicontinental.*



*Fot. 25.— Caliza brechoide ocre claro, llena de gruesos foraminíferos, bastante alterados: amphistegina, equínidos, miogypsina, lepidocyclina, rotálidos, briozoos y algas. Aquitaniense-Oligoceno superior epicontinental.*