

**«EL DIAPIRO PREALBIENSE DE OTZOLA  
Y LA ESTRUCTURA DE BERUETE  
(MANTO DE LOS MARMOLES. PIRINEO VASCO)»**

L.M. MARTINEZ-TORRES, R. RAMON-LLUCH y L. EGUILUZ ALARCON

## 1. INTRODUCCION

Las investigaciones geológicas realizadas en los últimos años en el «Manto de los mármoles» han deparado interesantes resultados que en un principio parecían impensables en materiales mesozoicos.

Tradicionalmente la Cuenca vasca ha sido considerada como una potente serie meso-cenozoica plegada en la Orogenia alpina por una única fase de plegamiento vergente al Norte. Los últimos estudios demuestran, sin embargo, la existencia de otras fases de deformación que originan estructuras cartográficas en el Manto de los mármoles. Como ejemplo de la compleja historia tectónica de este sector pirenaico hemos elegido las estructuras de Beruete y Otzola. Localizables en unos pocos kilómetros cuadrados, además de su singularidad, nos dan idea de la evolución tectónica seguida en el Norte de Navarra y que, por las observaciones realizadas en otros puntos, extendemos a gran parte de la Cuenca vasca.

## 2. LOCALIZACION

En la terminación oriental de la Cuenca vasca, limitado por la Falla de Pamplona, al sur del Macizo paleozoico de Cinco Villas y, concretamente, al sur de la Falla de Leiza, aparecen un conjunto de materiales triásicos, jurásicos y del Cretácico inferior que constituyen el denominado «Manto de los mármoles», definido por LAMARE (1936) como «Nappe des Marbres». Aunque la existencia de tal «manto» es improbable, preferimos este término a «Zona de mármoles» propuesto por LLANOS (1983), fundamentalmente por su implantación en la literatura geológica pirenaica.

El Diapiro de Otzola y la Estructura de Beruete se encuentran en el centro geométrico del Manto de los mármoles y geográficamente se localizan en el meridiano de Irurzun y el paralelo de Lecumberri.

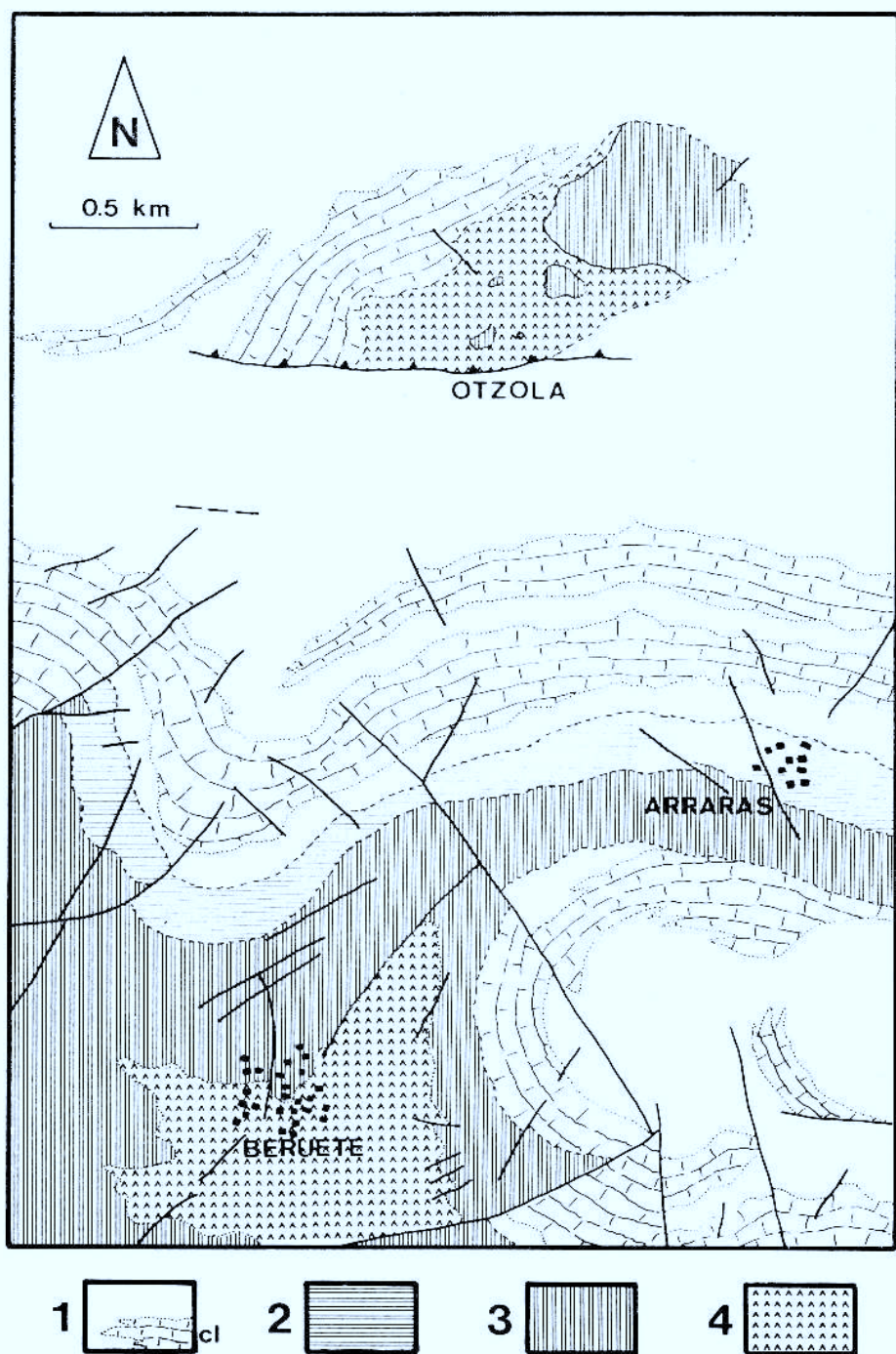


FIGURA 1: Esquema cartográfico del área considerada.

- 1: Albiense; cl: calizas.
- 2: Complejos purbeck-weald y urgoniano.
- 3: Jurásico.
- 4: Trías de facies Keuper.

Ambas estructuras son de difícil accesibilidad, así como de pésimos afloramientos, y únicamente una pista al norte de Beruete permite observar el flanco norte de la Estructura de Beruete. Así, el paisaje es semejante al visto por LAMARE (1936) de quien traducimos de su voluminoso trabajo la nota de la página 349: «Los entornos del Collado de Otzola son para mí los parajes menos accesibles de las montañas navarras. Solo los contornos de la parte E han podido ser estudiados con toda la precisión deseable».

### 3. MATERIALES

El material más bajo en el área considerada corresponde al Trías en facies Keuper, de potencia desconocida, que aparece puntualmente en Beruete como las clásicas arcillas abigarradas. Por el contrario, en el término de Otzola son «filitas» versicolores, lo cual lleva implícitas algunas consideraciones importantes como se verá más tarde.

Por encima se encuentra un paquete de brechas calcáreo-dolomíticas marmorizadas, algo arenosas en la base, con un espesor medio de 250 metros y que han sido atribuidas al Hettangiense-Rethiense, denominado Infraliásico por Lamare.

Le suceden unas calizas margosas y margocalizas, con una potencia de 50-70 metros y que hacemos corresponder con el Lías. Posteriormente, encontramos unos mármoles azulados, en paquetes decimétricos, con una potencia máxima de 100 metros y que consideramos como Dogger-Malm. Por encima y en contacto discordante aparece un conjunto de microconglomerados y argilitas, denominadas «Complejo purbeck-weald», con una potencia media de 25 metros. Le sigue el Aptiense, que incluye el denominado «Complejo urgoniano», cuyos materiales más representativos corresponden a calizas arrecifales, y que en esta zona del Manto de los mármoles adquiere una potencia máxima de 250 metros.

El Albiense, que es el material más alto aquí considerado, se inaugura por una importante discordancia angular, con una base generalmente arenosa que recuerda a las arenas de «Facies Utrillas», o bien por calizas arrecifales, como ocurre en Otzola (fig. 1). Estos materiales basales dejan paso rápidamente al denominado flysh negro (Flysch noir de Lamare) que en un sentido más amplio se conoce como «Complejo supraurgoniano». Intercalado en este conjunto aparecen algunos niveles de calizas arrecifales intralbienses con nódulos de sílex, que hacia el techo pueden pasar a calcarenitas arenosas. La potencia del Albiense no puede calcularse pues no aflora el techo, pero sin duda sobrepasaría holgadamente los 1.000 metros.

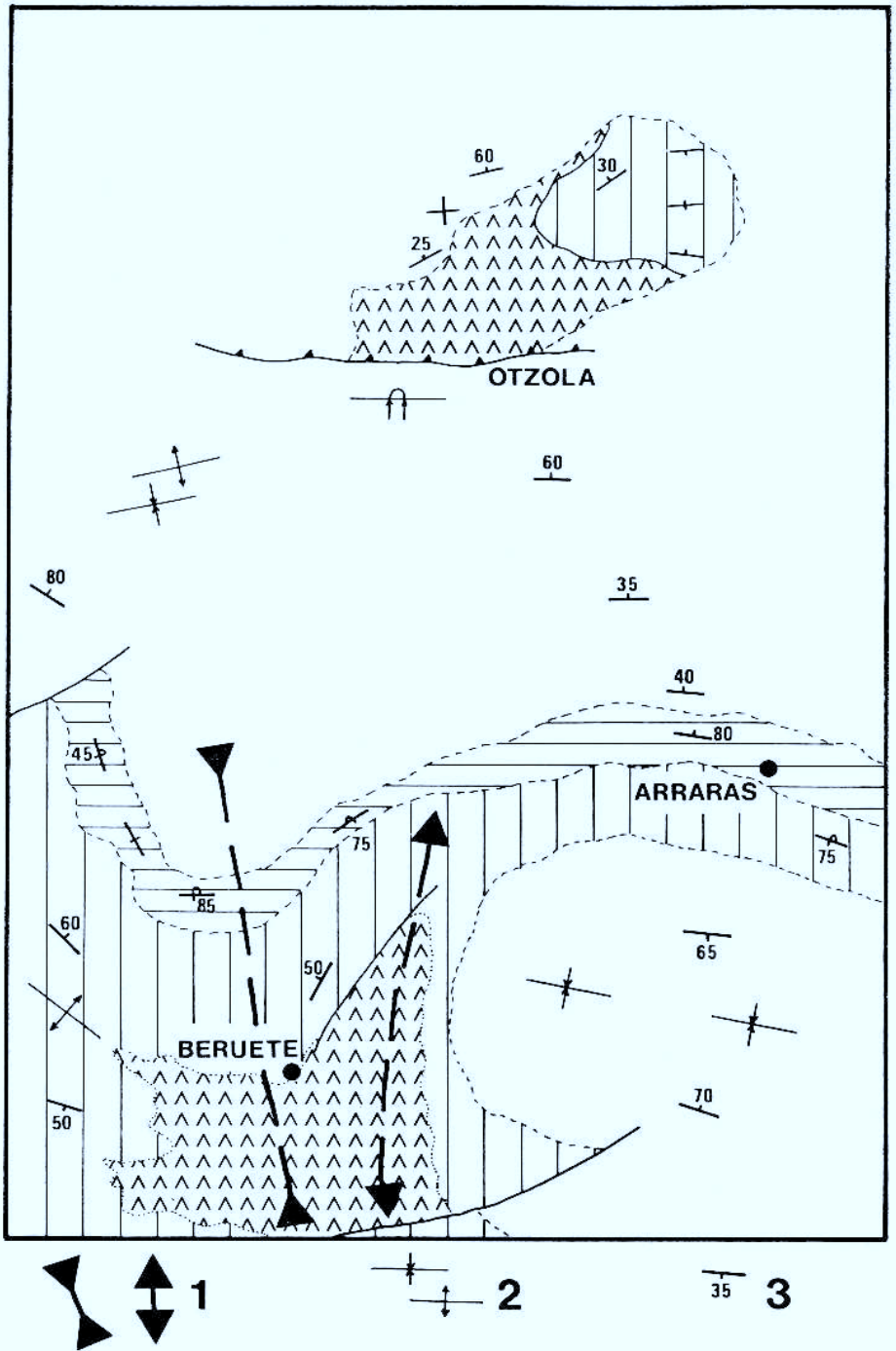


FIGURA 2: Esquema estructural.  
 1: sinclinal y anticlinal prealbiense.  
 2: sinclinal y anticlinal terciario.  
 3: dirección y buzamiento de la estratificación.

#### 4. LA ESTRUCTURA DE BERUETE

Pierre LAMARE (1936), al referirse a la estructura de Beruete señala que la disposición de los «mármoles infraliásicos y urgoaptienses reposan sobre los esquistos negros» del Albiense. Para explicar esta disposición inversa de los materiales (fig. 2) recurre a las propiedades extrusivas del Keuper, considerando dicha estructura como una «disposición cabalgante en forma de champiñón», en clara alusión a otras estructuras similares descritas en aquella época (MISCH, 1934).

VOELTZ (1964), aboga por una explicación similar, recurriendo al diapirismo en aquellas zonas del Manto de los mármoles en las cuales aparecen algunas estructuras dómicas que no pueden explicarse por otros mecanismos. Por otra parte, los domos diapíricos permitirían explicar algunas variaciones estratigráficas, concretamente, la distribución de facies y variaciones de potencia de los Complejos purbeck-weald y urgoniano.

Sin embargo, el análisis detallado de la cartografía recientemente realizada en el Manto de los mármoles, permite reconocer una fase de deformación anterior a la discordancia angular albiense y que ha sido denominada Fase prealbiense (MARTINEZ-TORRES et al., 1987).

En nuestra opinión, asociada a un movimiento sinextroso profundo de la Falla de Leiza se han desarrollado en la cobertera un sistema de pliegues «en échelon» con ejes de dirección norteadas, de las que son un buen ejemplo las estructuras del anticlinal y sinclinal de Beruete (fig. 2).

Esta estructuración prealbiense permite comprender las variaciones estratigráficas del Jurásico superior y Cretácico inferior, así como de la base del flysch negro. Además, explica satisfactoriamente las numerosas figuras de interferencia de plegamientos existentes en el Manto de los mármoles y en otros puntos de la Cuenca vasca como el Domo de Ataun o el Anticlinal de Gernika.

La intersección de sinclinales y anticlinales prealbienses con la primera fase alpina terciaria, de fuerte vergencia N, puede dar figuras de interferencia con estructuras de flancos invertidos tal como se ha querido representar en la figura 3-B.

De todos modos, existen varias hipótesis posibles, de las cuales resumimos las más interesantes. El primer supuesto que explica la inversión del flanco norte de la Estructura de Beruete alude, lógicamente, a un mecanismo diapírico con participación directa del Keuper. Sin embargo, el contacto del Keuper con el Hettangiense-Rethiense es sedimentario y únicamente en el flanco oriental de la estructura pudiera estar algo tectonizado. Otra posible explicación que justifique la existencia de sinclinales antiformes y anticlinales sinformes, como los que pudieran deducirse del flanco norte de la Estructura de Beruete, y también reconocibles en varios puntos del Manto de los Mármoles (corte Saldias-Oroquieta), implica el desarrollo de «tetes

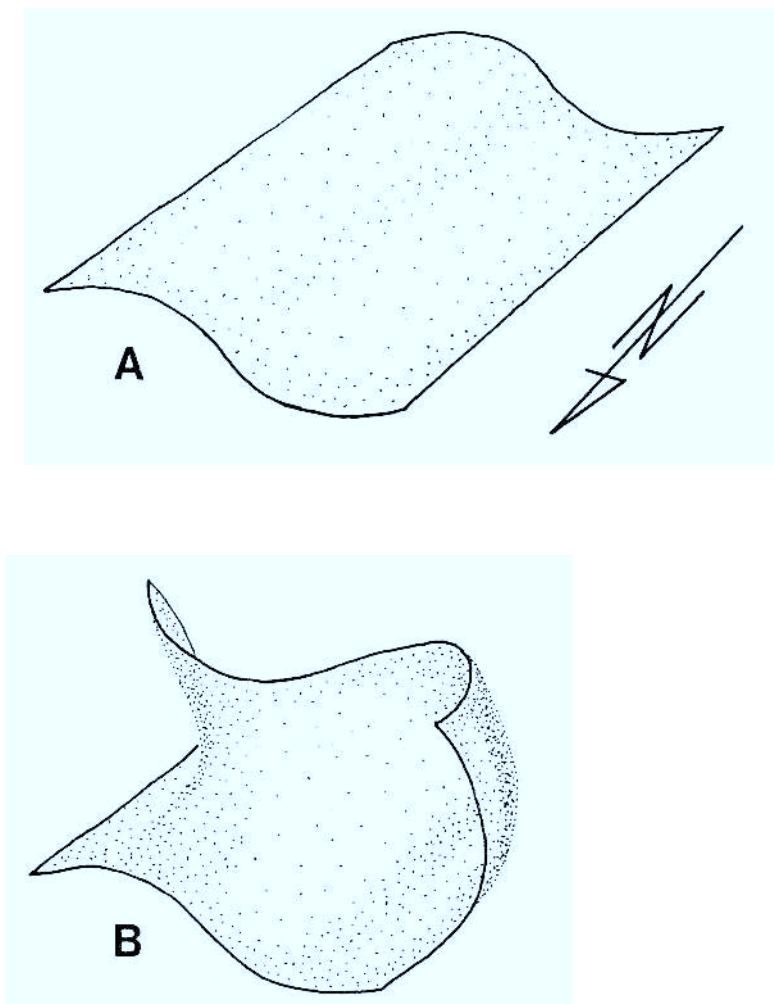


FIGURA 3: Interpretación de la estructura de Beruete.  
A: plegamiento prealbiense.  
B: deformación terciaria vergente al N.

plongeantes» o cabezas buzantes que no creemos se hayan desarrollado aquí, a tenor con la cartografía realizada.

Por último, la hipótesis ya explicada más arriba y por la que nos decantamos, es el concurso de dos fases de plegamiento: una primera con desarrollo de pliegues de dirección aproximada N y otra terciaria de dirección aproximada E-W y vergencia N (fig. 3).

## 5. EL DIAPIRO DE OTZOLA

Se encuentra al norte de la Estructura de Beruete. Su borde meridional es un cabalgamiento que buza al norte y puede representar la segunda fase terciaria pirenaica, de vergencia sur, ya reconocida en otros puntos del Manto de los mármoles (EGUILUZ et al., 1987).

Lamare al referirse a esta estructura habla de un «Trías de esquistos verdes con ofita alterada y una zona de falla con rocas de procedencia extraña», sin especificar. Si bien el contacto del cabalgamiento presenta una estrecha banda de brechificación tectónica con oquedades, abundantes geodas y ocre, su apariencia debe relacionarse con un «paso de agua» más que a una supuesta milonitización (término muy empleado por Lamare en un sentido amplio). Ni las rocas de procedencia exótica, ni las ofitas están presentes en Otzola. Respecto a estas últimas rocas, tampoco aparecen en la estructura de Beruete.

El Trías se presenta como filitas versicolores, predominando los tonos verdosos. Según Lamare, «el Infralías se inicia con unas dolomías con pátina ocre, como en Ulzama». No entendemos si quiere hacer referencia a un nivel de tobas volcánicas intercaladas en el Hettangiense-Rethiense o al carácter concordante de estos materiales sobre el Keuper. De todos modos, la existencia de pequeños bloques jurásicos flotantes sobre el Keuper (fig. 1), así como la disposición irregular del Infralías del borde norte (fig. 2), que sin duda corresponden a pliegues disarmónicos, constituye uno de los criterios que apoyan el carácter diapírico del Keuper de Otzola.

Claramente discordante sobre el Keuper y el Hettangiense-Rethiense se dispone el Albiense. Este se inicia, bien por unas arenas que recuerdan a las facies «Arenas de Utrillas» o por un paquete de calizas arrecifales dando paso, en ambos casos, al flysch negro (fig. 1). En las calizas intralbenses se puede distinguir una flexura en la base, bajo la cual aparece el Keuper y, quizás algún pequeño nivel arenoso continuación lateral de los aflorantes en el borde septentrional del diapiro, sin embargo, el contacto no es bien visible. Por el contrario, las arenas y areniscas de la base parecen reposar directamente sobre el Trías sin que exista evidencia alguna de tectónica halocinética.

Por otra parte, parece observarse un salto metamórfico con el suprayacente. Esto es, los materiales albienses parecen presentar un menor grado metamórfico que el mostrado por el Keuper. Sin embargo, las acusadas diferencias litológicas obligan a una gran cautela en esta afirmación. Además, si



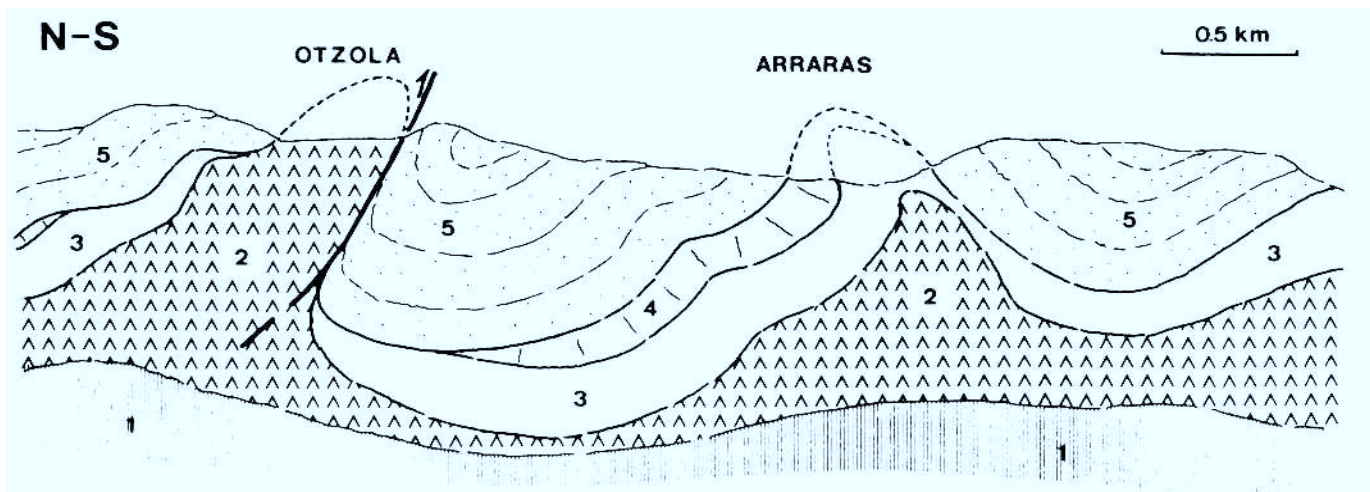


FIGURA 4: Corte Otzola-Arraras según la primera hipótesis.

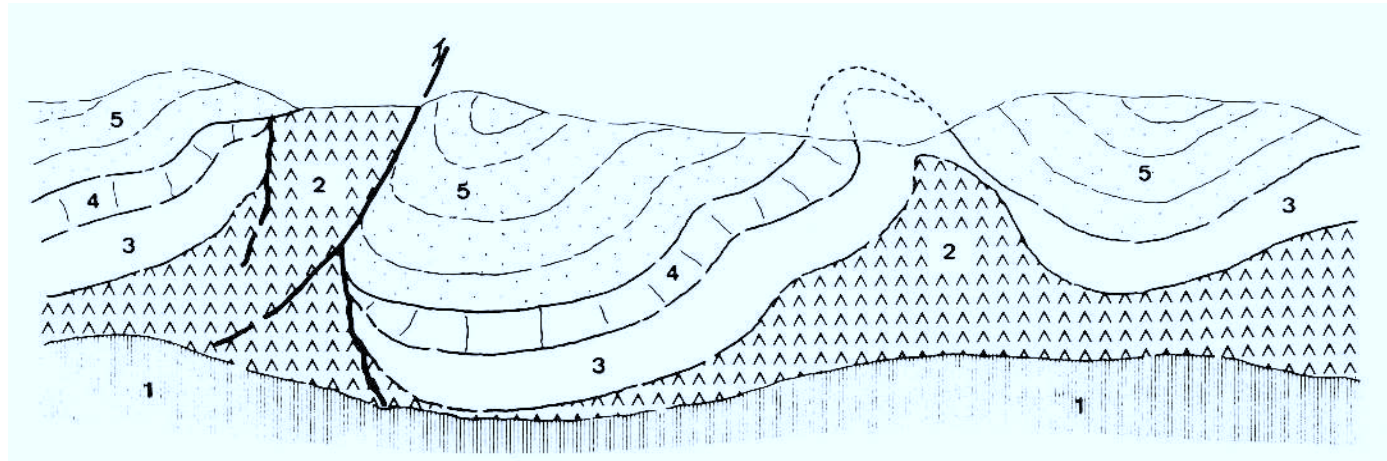


FIGURA 5: Corte Otzola-Arraras propuesto.

bien es evidente que el metamorfismo del Manto los mármoles es previo al Cretácico superior, pues las brechas basales del Cenomaniense-Turonense contienen clastos de mármoles en una matriz no metamórfica (EWERT, 1964), no parece ser prealbiense. De todos modos, este es un tema aún sin resolver, pues la irregular distribución del metamorfismo condiciona su estudio.

Aunque el carácter prealbiense de esta estructura es evidente puede explicarse su génesis por mecanismos bien diferentes. La primera interpretación posible corresponde a una figura de interferencia de pliegues similar a la descrita en Beruete. Es decir, la intersección de un plegamiento E-W con otro previo N-S, habría favorecido la aparición de los niveles plásticos del Triás, pudiendo resultar una estructura similar a la de Otzola. Esta idea se ha pretendido representar en el corte de la figura 4. Sin embargo, el contorno en cartografía, de orientación aproximada NE-SW, no corresponde con esta hipótesis.

Por último, en base a los datos de campo recogidos dentro de las limitaciones impuestas por los pésimos afloramientos, una hipótesis global para la estructura aflorante en Otzola es a partir de diapirismo. Es decir, un diapirismo precoz, de edad prealbiense, quedó sellado bajo la discordancia albiense. Este carácter diapírico se ha pretendido indicar en la fig. 5 y lo explicamos, como se ha dicho más arriba, en base a la disposición del Infralías dentro del Keuper.

Para explicar el cese prealbiense del diapirismo nos basamos en la metamorfosis sufrida por el Keuper, transformándose en filitas y perdiendo, sin duda, sus propiedades plásticas por lo que quedarían estos materiales inmóviles y fosilizados bajo el Albiense. Por otra parte, al afectar este metamorfismo, presumiblemente, al Albiense, ello conlleva un proceso largo en el tiempo, ya planteado previamente (EGUILUZ et al., 1982).

## 6. CONCLUSIONES

De lo hasta aquí visto se pueden extraer las siguientes conclusiones:

—la Estructura de Beruete corresponde a la intersección de dos plegamientos casi ortogonales correspondientes a una fase prealbiense de ejes aproximadamente N-S y ala primera fase terciaria pirenaica de vergencia N.

—el Diapiro de Otzola es una estructura anterior al depósito albiense, explicándose el cese del diapirismo por los procesos metamórficos sufridos por el Keuper, dando una filitas que, sin duda, perdieron las propiedades plásticas del material original.

## RESUMEN

En el Manto de los mármoles afloran dos interesantes estructuras que en pocos kilómetros cuadrados resumen la compleja historia tectónica del norte de Navarra. La Estructura de Beruete es el resultado de la interferencia de dos plegamientos: uno pre-Albiense de dirección norteada y otro correspondiente a la primera fase alpina terciaria vergente al Norte. El Diapiró de Otzola, constituido por materiales del Trías Keuper, transformados en filitas, ha quedado fosilizado bajo la discordancia albiense y posteriormente afectado por la segunda fase terciaria vergente al Sur.

## ABSTRACT

In the «Manto de los mármoles» there are two interesting structures that, on few square kilometres, summarize the complex tectonic history of the north of Navarra. The Beruete Structure is the effect of an interference of folds: a Pre-Albien folding of axis N-S and other, that correspond with the first Tertiary Alpine Phase and North vergency. The Otzola Diapir, constituted with Keuper phyllite, has been fossilized over Albien angular unconformity and later folded in the second Tertiary Alpine Phase, with South vergency.

## BIBLIOGRAFIA

- EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y LLANOS, H. (1982). «El metamorfismo de los materiales mesozoicos en la prolongación occidental de la Falla norpirenaica (Sector de Leiza, Navarra)». Bol. Soc. Española Min., 6, 81-91.
- EGUILUZ, L.; MARTINEZ-TORRES, L.M.; RAMON-LLUCH, R. y ZUAZO, J.A. (1988). «Deformación en el área de Tolosa (Cuenca vasca)». Bol. Geol. y Min. de España (preprint).
- EWERT, F. K. (1964). «Geologie des Sudteiles der Baskischen Pyrenaen». Munster-Diss.
- LAMARE, P. (1936). «Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne». Mem. de la Soc. géol. de France, N. S., XII, 1-4, 463 p.
- LLANOS, H. (1983). «Estudio geológico del borde sur del Macizo de Cinco Villas. Transversal Huizi-Leiza (Navarra)». Eusko Ikaskuntza-Sociedad de Estudios Vascos. Sección Ciencias Naturales, 1, 79-160.
- MARTINEZ-TORRES, L. M.; RAMON-LLUCH, R. y EGUILUZ, L. (1987). «Implications of the Pre-Albian deformation in the «Nappe des Marbres» (Basque Basin. Occidental Pyrenees)». Sin publicar.
- VOELTZ, M. (1964). «Zur Geologie der Pyrenaiden im Norwestlichen. Navarra-Spanien». Munster-Diss.