



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 142-II

IRUROZQUI

MEMORIA

El Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra adjudicó el 10 de diciembre de 1993 a la Unión Temporal de Empresas AURENSA-POSUSA UTE, los trabajos de "Actualización e informatización de la cartografía geológica de Navarra a escala 1:25.000 (Hoja 142)".

El trabajo ha sido realizado por un equipo técnico integrado por:

Joaquín García Sansegundo, Dr. En Ciencias Geológicas.

Joaquín del Valle de Lersundi, Dr. Ingeniero de Minas.

Joan Escuer i Solé, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Lourdes Sarasa Calvo, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Jesús Artieda González-Granda, Dr. Ingeniero de Minas.

Eva Sánchez Blanes, Ingeniero de Minas.

Juan León Coullaut Sáenz de Sicilia, Ingeniero de Minas.

Los estudios micropaleontológicos han sido realizados por José Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas, y los paleontológicos por Gloria Cuenca Bescós, Doctora en Ciencias Geológicas.

La dirección y supervisión por parte del Gobierno de Navarra ha sido realizada por D. Esteban Faci, Licenciado en Ciencias Geológicas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFIA	3
2.1. Terciario.....	3
2.1.1. Eoceno.....	3
2.1.1.1. Calizas con algas del Thanetiense-Montiense (204. 208)	3
2.1.1.2. Margas y calizas resedimentadas del Ilerdiense- Cusiense (212).	4
2.1.1.3. Margas, areniscas y capas de calcarenita. Turbiditas del grupo hecho (218).....	4
2.1.1.4. Brechas calcáreas, brechas calcáreas-margosas y calcarenitas. Megacapas (224 a 226, 227 a 229, 232 a 234, 242, 246 a 247, 250 a 252 y 255).....	6
2.1.1.5. Calizas brechoides, resedimentadas (247)	10
2.1.1.6. Margas, limolitas, calcarenitas y algunas capas de arenisca. Flysch margoso de Irurozqui (249)	10
2.1.1.7. Margas, limolitas y calizas bioclásticas. Nivel de urroz (263).....	11
2.1.1.8. Margas de Pamplona (267).....	12
2.1.2. Análisis secuencial del Paleógeno marino	13
3. GEOMORFOLOGIA	15
4. TECTÓNICA	17
5. HISTORIA GEOLOGICA	20
6. GEOLOGIA ECONOMICA	23
7. BIBLIOGRAFIA	24

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Aoiz se sitúa al este de Navarra, en su parte media, quedando limitada al este por el río Salazar y la sierra de Illión, y al oeste por las sierras de Alaiz y Tajonar. En el borde norte, la hoja queda delimitada por las poblaciones de Ibiricu, al oeste, y Elcoaz al este, mientras que en el borde sur se encuentra la sierra de Izco. El cuadrante de Irurozqui se sitúa en la parte noreste de la hoja.

Desde un punto de vista geológico, el área objeto de estudio se ubica en la parte occidental de la cordillera Pirenaica, en su vertiente meridional. Está limitada al norte por el macizo de Oroz-Betelu y por la cuenca del Ebro al sur. Las rocas más antiguas corresponden a calizas, dolomías y calizas arenosas del Cretácico, Paleoceno e Ilerdiense, en facies de plataforma. Sobre estas rocas, esencialmente calcáreas, se apoya la sucesión eocena del Cuisense y Luteciense. En la parte meridional de la hoja, y en sus tramos basales, el Eoceno presenta calizas y margas de plataforma o de rampa distal; sin embargo, hacia el norte presenta turbiditas, constituidas por margas, areniscas y calizas (megacapas). La parte terminal del Eoceno (Bartoniense-Priaboniense) se caracteriza por el desarrollo de margas y areniscas (Margas de Pamplona a Ilundain), aflorantes en la mitad suroeste de la hoja, sobre las que se depositan sales, areniscas y lutitas litotales, que marcan así el final de la sedimentación marina del Prinieo.

En la hoja de Aoiz, los depósitos fluviales se encuentran bien representados en el cuadrante suroeste, donde se observa una serie de lutitas y areniscas que indican una sedimentación aluvial distal. Al final del Oligoceno, y seguramente ya en el Mioceno, en la zona de Peña Izaga, tiene lugar la sedimentación de unos cuerpos arenosos y conglomeráticos, que dan lugar a una discordancia progresiva, típica de cuenca "piggy back".

En cuanto a la estructura, de norte a sur, se observan una serie de pliegues y cabalgamientos, normalmente vergentes al sur. Los cabalgamientos, en general presentan un importante salto vertical, lo que parece sugerir que originalmente fueron fallas previas, posiblemente sinsedimentarias, que posteriormente han sufrido una inversión estructural durante la deformación alpina. Los pliegues, suelen estar relacionados con los cabalgamientos, son poco apretados y, ocasionalmente, llevan

asociado un clivaje de plano axial muy grosero, de desarrollo irregular. Es llamativo el hecho de que en numerosos casos los ejes de estos pliegues presentan una fuerte inclinación, lo que parece sugerir la existencia de estructuras laterales durante el desarrollo del plegamiento. Asimismo, llama la atención la estructura que aflora al suroeste de la hoja, denominada falla de Loiti y que parece ser una falla inversa, muy verticalizada, asociada a un pliegue de plano axial subvertical despegado, seguramente al nivel de las sales eocenas.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. TERCIARIO

2.1.1. Eoceno

2.1.1.1. Calizas con algas del Thanetiense-Montiense (204. 208)

En el cuadrante de Irurozqui únicamente aflora en el extremo noroeste, en el corte del río Irati. Unos metros al este de esta zona, en el río Urrobi, esta unidad ha sido recientemente estudiada por ROBADOR (1990).

Esta unidad consta de unas calizas claras, con intercalaciones dolomíticas, de unos 40 m de espesor, que indican unas condiciones de sedimentación en un medio lacustre o palustre (204). El techo de estos niveles viene definido por una discontinuidad, representada por una karstificación observable en el corte del río Urrobi. Esta discontinuidad viene seguida por unas calizas arenosas, transgresivas, cuyo contenido terrígeno disminuye hacia el techo, dando paso a calizas construídas, de algas ("bounds" de algas) (208). El espesor de este último tramo es de unos 50 m y su techo también viene marcado por una discontinuidad.

En lo referente a la edad de esta unidad, en su parte superior (unidad 4), por encima del nivel karstificado, las calizas además de algas presentan abundante fauna de gasterópodos, bivalvos, corales, miliólidos, serpúlidos, globigerinas, rotálidos y discociclinas. Esta agrupación permite atribuir estos niveles al Thanetiense.

Asimismo, a partir de la fauna recogida en áreas próximas, se pueden situar estas calizas con algas en la Biozona (Glomalveolina) primaeva.

Con motivo del estudio de una cantera que se está realizando en el cuadrante de Aoiz, concretamente en la margen derecha del río Urrobi, para la construcción de la presa de Itoiz, fueron efectuados varios sondeos. En estos sondeos se llevaron a cabo varios ensayos geotécnicos a diferentes profundidades que afectan tanto a las calizas del Ilerdiense como a las del Paleoceno. De los resultados obtenidos, se puede concluir que tanto la calidad del macizo rocoso como la resistencia a la

compresión simple son de grado medio, con valores promedio de 508 kp/cm². Los valores más bajos son del orden de 360 kp/cm² y los más elevados de 865 kp/cm².

2.1.1.2. Margas y calizas resedimentadas del ilerdiense-cuisiense (212).

Por encima de las calizas paleocenas, en el corte del río Urrobi, afloran una calizas con Nummulites del Ilerdiense inferior que no han sido observadas en el cuadrante de Irurozqui. Estas calizas con Nummulites vienen seguidas por una unidad margosa en la que se pueden reconocer niveles intercalados de alternancias decimétricas de margo-calizas gris claras; también es posible encontrar algunos niveles de calizas bioclásticas resedimentadas con abundantes restos de Nummulites.

2.1.1.3. Margas, areniscas y capas de calcarenita. Turbiditas del grupo hecho (218).

En el cuadrante de Domeño se reconocen una serie de unidades de calizas y margas en facies de plataforma que hacia el cuadrante de Irurozqui, situado al norte, pasan a las turbiditas del Grupo Hecho. Estas turbiditas son conocidas desde antiguo como "flysch eoceno surpirenaico" o Grupo de Hecho (MUTTI et al., 1972) y representan la sedimentación de surco marino profundo de la cuenca de antepaís surpirenaica. Tal y como fue sugerido por los autores anteriormente citados, en términos generales, la sedimentación de estas turbiditas, tendría lugar en un surco alargado en dirección este-oeste, paralelo a la cadena. La alimentación de este surco sería longitudinal, desde el este hacia el oeste.

En un contexto general, existe un modelo de sedimentación en la cuenca turbidítica aceptado por casi todos los autores. Este modelo propone que, de la parte oriental de la cuenca surpirenaica hacia el oeste, se pasaría de una zona de facies turbidíticas proximales y de talud (zona de Ainsa) a otra zona con facies de abanico turbidítico y de llanura submarina, situada al oeste del anticlinal de Boltaña, que correspondería a la cuenca de Jaca (MUTTI et al., 1972). La zona que comprende la hoja de Aoiz correspondería a las facies distales de este abanico turbidítico. En lo referente a la parte superior de la cuenca turbidítica se han descrito paleocorrientes hacia el sur y suroeste por varios autores (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; ESTRADA, 1982; REMACHA y PICART, 1991), que parecen sugerir un área fuente septentrional.

La hoja de Aoiz está situada en una posición bastante distal dentro de la serie turbidítica, por lo que presenta una gran homogeneidad de facies. Por ello, en la descripción se han distinguido tres unidades que tienen unas litologías bastante parecidas en el ámbito de la zona estudiada. Estas tres unidades son la serie turbidítica en sentido estricto (218), las megacapas (224 a 226, 227 a 229, 232 a 234, 242, 246 a 247, 250 a 252 y 255) y el “Flysch margoso de Irurozqui” (249). Ciñéndose a la unidad inferior (218), que es la que se describe en este epígrafe, se puede decir que se trata de una serie constituida esencialmente por margas y areniscas, entre las que se intercalan unos niveles de calizas resedimentadas de gran continuidad lateral, denominado megacapas o megaturbiditas, que serán tratadas en el epígrafe siguiente.

Las turbiditas presentan unos niveles de margas de tonos claros, gris cremoso, que suelen presentarse en capas decimétricas (de 20 a 40 cm). Estas margas alternan con capas de areniscas de tamaño de grano generalmente fino o medio y matriz normalmente calcárea. El color de estos niveles arenosos es gris oscuro y la pátina parduzca.

Con motivo de la construcción de la presa de Itoiz, en el cuadrante de Aoiz, fueron realizados diversos análisis de las turbiditas, las cuales dieron como resultado un importante contenido en carbonatos, del orden del 67 %. En algunas de las muestras analizadas los valores llegan al 90 %, muestras estas que seguramente corresponden a niveles de calizas; los valores más bajos están en torno al 40 %, correspondientes a los tramos de areniscas y margas.

En estos niveles de areniscas es frecuente observar ciclos de Bouma incompletos, reconociéndose granoclasificaciones, laminaciones paralelas, estructuras de deslizamiento, etc. En general cabe señalar que las turbiditas del Grupo Hecho que afloran en la hoja de Aoiz presentan un contenido más margoso que las de sectores más orientales, debido seguramente a que la zona de Aoiz corresponde a facies ya muy distales de la cuenca turbidítica.

El espesor de la serie turbidítica, en la transversal del cuadrante de Aoiz, es de unos 1500 m, mientras que en el de Irurozqui es de unos 2000 m. Estos espesores sumados a los 1000 o 1500 m de potencia que presenta el Flysch margoso de Irurozqui, supone un espesor total de unos 3000 metros para todo el Grupo Hecho.

Estas potencias contrastan algo con las propuestas por otros autores en áreas más orientales, donde midieron espesores del orden de los 4200 - 4400 m.

Este volumen de sedimentos no fue depositado en una misma vertical, sino que el depocentro de la sedimentación fue migrando hacia el sur (VAN LUNSEN, 1970; CARBAYO et al., 1978; PUIGDEFABREGAS et al., 1978; RIOS et al., 1982; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). Por lo tanto, la base de los depósitos turbidíticos corresponde a una superficie de onlap de éstos sobre el substrato, con un hiato más o menos importante y con erosión local de los materiales infrayacentes.

La edad de esta unidad es difícil de determinar, debido a que la mayoría de los fósiles son resedimentados. En cualquier caso, se puede aproximar que la base de la sucesión turbidítica estaría en el Ilerdiense o en el Cuisiense, mientras que el techo tendría una edad Luteciense superior. Estas edades son coherentes con las propuestas por LABAUME et al (1985) y CANUDO MOLINA (1988).

Con motivo de la construcción de la presa de Itoiz en el cuadrante de Aoiz, en un área muy próxima al cuadrante de Irurozqui, fueron efectuados varios sondeos en la serie turbidítica que sirvieron para realizar diversos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos, se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es mala y la resistencia a la compresión simple baja con valores promedio de 450 kp/cm². Los valores mínimos llegan a ser del orden de 91 kp/cm² y los máximos de 984 kp/cm². Los valores más bajos seguramente corresponden a los niveles margosos, mientras que los altos deben corresponder a las capas calcareníticas.

2.1.1.4. Brechas calcáreas, brechas cacareo-margosas y calcarenitas. Megacapas (224 a 226, 227 a 229, 232 a 234, 242, 246 a 247, 250 a 252 y 255)

Como se ha indicado en el epígrafe anterior, una de las más importantes características del Grupo de Hecho es la existencia de intercalaciones de horizontes de calizas, de gran continuidad lateral, que constituyen muy buenos niveles guía cartografiables. Estos niveles, conocidos con el nombre de megaturbiditas o megacapas, han sido descritos por la mayoría de los autores anteriormente

mencionados, aunque los estudios más recientes sobre estas litologías corresponden a JOHNS et al (1981), LABUME et al (1983, 1985, 1987), CAMARA y KLIMOWITZ (1985), TEIXELL (1990) y BARNOLAS y TEIXELL (1991).

La naturaleza de las megacapas es clástica y están formadas por brechas, calcarenitas y margas que, en la mayoría de los casos, siguen formando una sucesión vertical común que ha permitido definir una secuencia tipo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RIPKE, 1976; JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983).

La parte inferior de la megacapa está formada generalmente por brechas carbonáticas con clastos de calizas de plataforma heterométricos, que pueden llegar a ser de escala métrica, y margas. En sectores más orientales de la cuenca turbidítica, fuera del ámbito de la zona de estudio, dentro de las megacapas se han observado bloques de hasta 1 km de lado. En algunas de las megacapas el tramo brechoide basal puede ser dividido en un término inferior con predominio de material calcáreo (224, 227, 232, 246 y 250) y otro superior con mayor proporción de material margoso entre los bloques de caliza (224, 227, 232, 246 y 250); siempre que ha sido posible se ha realizado esta distinción en la cartografía. Cuando en las megacapas está bien desarrollada la brecha, suele ser el tramo con mayor espesor. Por encima de la brecha se encuentra una sucesión menos potente compuesta por calcarenitas y areniscas calcáreas en la base y margas hacia el techo, formando una secuencia granodecreciente. En la cartografía solamente se ha representado el nivel calcarénito (226, 229, 234, 248 y 252), dadas las dificultades que supone situar el techo de la megacapa en la parte alta de un nivel margoso, incluido a su vez en una sucesión también margosa. En los restantes casos en las megacapas únicamente se desarrolla el nivel calcarenítico, faltando por lo tanto los niveles brechoides, pese a lo cual las calcarenitas siguen siendo unos extraordinarios niveles guía.

Fuera del ámbito de la hoja de Aoiz, en sectores más orientales situados entre Roncal y Jaca, la distribución de las megacapas fue establecida por LABAUME et al. (1983, 1985, 1987), que proponen la existencia de 9 niveles principales. Dentro de la hoja de Aoiz se ha intentado correlacionar las megacapas que aquí afloran con las estudiadas por LABAUME et al (op cit). La correlación de estos niveles no es fácil, dado que entre la zona estudiada y la de Jaca-Roncal, donde estos niveles fueron cartografiados detalladamente por TEIXELL et al (in pres) y TEIXELL (1990), existe un área en la que

la cartografía existente es bastante antigua. Esta zona corresponde a la hoja de Navascués (del VALLE et al, 1978), la cual fue realizada en una época en la que el conocimiento de las megacapas así como su utilidad como niveles guía no era bien conocida. En cualquier caso, utilizando la información preexistente se puede seguir con bastante fiabilidad el techo de la megacapa del Roncal, que es la nº 5 (20 a 252), desde la hoja de Aoiz hasta la zona de Roncal. En lo referente a la megacapa de Villanúa, con el nº 3 según los autores citados (232 a 234), por el borde norte de la hoja de Aoiz se sigue con cierta fiabilidad, a partir de afloramientos discontinuos, hasta la transversal del valle de Roncal; sin embargo, algo más al sur puede ser confundida con la base de la megacapa nº 5.

En lo referente a las restantes megacapas, dentro de la hoja de Aoiz poseen ya muy escaso desarrollo y no es fácil correlacionarlas. Únicamente en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui, en los cortes de los ríos Urrobi e Irati respectivamente, se observa una importante megacapa (224 a 226) situada en la base de la serie turbidítica que bien podría correlacionarse con la megacapa nº 2. Por último, en el cuadrante de Aoiz se observa otra megacapa, que hacia el norte (hoja de Garralda) desarrolla una brecha basal; esta megacapa podría ser correlacionada con la nº 4 (Garde-Cotefablo).

Todas estas megacapas son las más importantes de la hoja de Aoiz y no siempre presentan todos los términos; así, es muy frecuente que las megacapas 4 y 5 únicamente presenten la calcarenita de techo y no se observe un desarrollo de la brecha basal.

En las megacapas nº 2, 3 y 5 es en las que mejor desarrollada se encuentra la brecha. Así, en la megacapa nº 3 esta brecha puede llegar a alcanzar los 40 m de espesor, aunque en el cuadrante de Aoiz este espesor queda ya muy reducido. La megacapa nº 2, en el corte del río Urrobi, presenta bien desarrollados dos niveles de brechas, con un espesor que no supera los 10 m. En lo referente a las megacapas más altas, nº 4 y 5, en el cuadrante de Aoiz solamente presentan la calcarenita de techo con un espesor bastante pequeño, del orden de los 5 a 10 m.

Aparte de las megacapas números 2, 3, 4 y 5, en el cuadrante de Aoiz se observan otras con un desarrollo mucho menor (227 a 229, 242 y 255), pues tienen poca continuidad y únicamente presentan el nivel calcarenítico, sin embargo, siempre que se ha podido se han representado en la cartografía.

En la mayoría de los trabajos, las megacapas han sido interpretadas como originadas por resedimentación catastrófica en la cuenca de material de las plataformas carbonáticas adyacentes. La situación de las plataformas, así como el origen del material carbonático es más controvertido. Algunos autores como PUIGDEFABREGAS et al., (1978) y BARNOLAS et al., (1991) proponen una procedencia meridional; sin embargo, otros consideran que el origen de la mayoría de las megacapas está ligado a unas plataformas que se situarían al norte de la cuenca (MUTTI et al., 1972; EGURET et al., 1984; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). A favor del origen meridional de las megacapas existen algunos hechos que se enumeran a continuación:

- 1) En una transversal de la cuenca turbidítica se observa, hacia el sur, una disminución de espesor del conjunto y tamaño de los clastos de la megacapa de Villanúa.
- 2) En las áreas de onlap de las megacapas de Villanúa y Roncal se observan erosiones sobre el margen sur de la cuenca.
- 3) Hacia el noreste, en la megacapa de Roncal, se han reconocido flute marks en la base de la calcarenita.

El proceso que generaría las megacapas pudo ser un basculamiento y un colapso de las plataformas carbonáticas del margen meridional de la cuenca, que se produciría de forma progresiva con la migración hacia el sur del surco de antepais provocado por el avance de los cabalgamientos.

En la zona donde se está construyendo la presa de Itoiz, dentro del ámbito del cuadrante de Aoiz, se realizaron diversos sondeos en la serie turbidítica del Grupo Hecho, algunos de los cuales cortaron a la megacapa de Villanúa. Estos sondeos sirvieron para efectuar varios ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos se puede concluir que, en las megacapas, la calidad del macizo rocoso y la resistencia a la compresión simple son de grado medio, con valores promedio de 500 kp/cm². Los valores mínimos llegan a ser del orden de 175 kp/cm², lo que indicaría una calidad del macizo rocoso muy mala y una resistencia a la compresión simple muy baja. Por su parte los valores máximos llegan a ser del orden de 1180 kp/cm², por lo que en estos casos la calidad del macizo rocoso sería muy buena y la resistencia a la compresión simple alta. Los valores más bajos

seguramente corresponden a los niveles de brecha margosa, mientras que los altos deben corresponder a los niveles calcareníticos de las megacapas.

2.1.1.5. Calizas brechoides, resedimentadas (247)

En la parte suroeste de la hoja de Aoiz, concretamente en los cuadrantes de Irurozqui y sobre todo en el de Domeño, dentro de la sucesión turbidítica e incluso dentro de las facies de plataforma distal del Luteciense se reconoce un nivel de calizas, a menudo arenosas y normalmente resedimentadas, que debido a que aflora ya hacia zonas más proximales no se ha correlacionado con ninguna megacapa, aunque podría considerarse es equivalente lateral de las megacapas más altas de la serie. Dentro del cuadrante de Irurozqui, este nivel de calizas se encuentra situado en el borde sur, al oeste de Ozcoidi.

Estas calizas presentan a menudo unas facies brechoides, comparables a las que se observan en las megacapas, aunque en la mayoría de los casos afloran calcarenitas, calizas bioclasticas seguramente resedimentadas o calizas micríticas. Es frecuente observar la desaparición lateral de estos niveles de calizas que pasan a margas. Así, es frecuente observar importantes variaciones de espesor, (de 0 a 50 metros). En el cuadrante de Irurozqui el espesor de estos niveles es de unos 20 m.

2.1.1.6. Margas, limolitas, calcarenitas y algunas capas de arenisca. Flysch margoso de irurozqui (249)

Esta unidad corresponde a la parte superior del Grupo Hecho, que en la zona estudiada se caracteriza por presentar escasos niveles arenosos. Se trata de una serie esencialmente margosa, entre la que se suelen intercalar niveles de areniscas de grano fino, de 1 a 3 cm de espesor, mientras que los niveles margosos se presentan en capas de más de 50 cm. En general, puede decirse que la mitad inferior de esta unidad es ligeramente más arenosa que la superior. En esta parte baja del Flysch margoso de Irurozqui las margas tienen un contenido importante en CO₃ CA, del orden del 62 %. Los niveles areniscosos presentan laminaciones paralelas, ripples de corriente, flute-marks y signos de bioturbación. La parte superior de esta unidad, los últimos 300 metros, es mucho más margosa que la inferior, siendo los niveles de areniscas menos frecuentes y más finos. Las margas de la parte alta son muy carbonatadas.

Dentro del Flysch margoso de Irurozqui también se observan niveles de calcarenitas o calizas arenosas, con un espesor de 1 a 5 m, a veces en capas decimétricas. En algunas ocasiones estos niveles calcáreos corresponden al nivel calcarenítico de alguna megacapa.

El techo de esta unidad queda bien definido por la unidad suprayacente, que la separa de las Margas de Pamplona; sin embargo, la base no es tan clara. En el cuadrante de Aoiz el muro de esta unidad se ha situado encima de la megacapa nº 4 (Cotefablo), sin embargo, en el cuadrante de Irurozqui se ha situado por encima de la megacapa nº 5 (Roncal). Incluso en el flanco norte del sinclinal de Ezcaniz, el límite entre esta unidad y las turbiditas del Grupo Hecho en sentido estricto (unidad 12) es un contacto subvertical, dado que se reconoce un cambio de facies en los tramos altos de la serie turbidítica de este sector. El espesor de esta unidad es por lo tanto variable; así, mientras en el cuadrante de Aoiz era de unos 1500 m, en el cuadrante de Irurozqui es de unos 1300 m.

Estos depósitos son claramente turbidíticos y pueden considerarse sedimentos de fondo de cuenca, correspondientes a las partes distales de los lóbulos turbidíticos. La edad del Flysch margoso de Irurozqui se supone que es Luteciense superior.

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, en el cuadrante de Aoiz fueron realizados varios sondeos en esta litología, que han servido para la ejecución de algunos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos, se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores medios de 215 kp/cm². Los valores más bajos son de 1,2 kp/cm² y los más altos del orden de 795 kp/cm². A la vista de estos datos, los valores más elevados podrían corresponder a niveles calcareníticos. En estos casos la calidad del macizo rocoso puede ser mala o media, con una resistencia a la compresión simple de baja a media.

2.1.1.7. Margas, limolitas y calizas bioclásticas. Nivel de urroz (263)

Esta unidad corresponde a una serie de capas discontinuas que, en conjunto, dan lugar a un nivel estratigráfico de gran continuidad lateral, que se desarrolla intercalado entre la sucesión turbidítica del Grupo Hecho y la unidad suprayacente

(Margas de Pamplona). Dentro del cuadrante de Irurozqui únicamente existe un pequeño afloramiento de esta unidad, en el extremo suroeste. El espesor de este horizonte es de unos 50 m y cruza la hoja de Aoiz diagonalmente, en dirección NO-SE. Al noroeste de la hoja de Aoiz este nivel no puede ser seguido; sin embargo, hacia el suroeste se prolonga por más de 150 km, hasta correlacionarse con la Arenisca de Sabiñánigo (PUIGDEFABREGAS, 1974).

Litológicamente, esta unidad consta de margas de tonos gris – azulados, con niveles de limolitas de escala centimétrica y algunas capas de areniscas de grano fino a medio, de 1 o 2 cm de espesor. Es característico de este nivel presentar en algunas zonas importante contenido en glauconita, lo que indica una estabilización de la cuenca sedimentaria.

Ocasionalmente, como por ejemplo al norte de Urroz (cuadrante de Aoiz), en este nivel se reconocen capas de caliza que llegan a tener el metro de espesor y presentan abundante fauna resedimentada de algas rodofíceas, equinodermos, moluscos, briozoos, miliólidos y nummulites. Por la fauna hallada en estos niveles, la edad de esta unidad, se considera Luteciense superior – Bartonense.

2.1.1.8. Margas de Pamplona (267)

En el extremo suroeste del cuadrante de Irurozqui llega a quedar incluido un pequeño sector donde afloran las Margas de Pamplona, que se superponen a la unidad anterior. Desde un punto de vista litológico, esta unidad consta de margas grises o azuladas, en las que es difícil observar la estratificación. Ocasionalmente existen finas capas de limolitas o niveles más ricos en carbonato cálcico que pueden marcar la estratificación. La sucesión margosa es muy homogénea y el contenido en CO₃ Ca es del orden del 35 %. La illita oscila entre el 20 y 35 % y la clorita entre el 5 y 15 %. Entre las margas pueden encontrarse intercalados niveles de arenisca, se trata de litarenitas de 1 a 10 cm de espesor que presentan restos fósiles (moluscos, algas rodofíceas, equinodermos, etc).

El ambiente sedimentario de las Margas de Pamplona se considera que corresponde a un medio batial o abisal somero (entre 300 y 3000 m de profundidad). La edad de esta unidad, basándose en los foraminíferos planctónicos hallados, se considera que

es Luteciense superior – Priaboniense (BROUWER, 19??; PUIGDEFABREGAS, 1975).

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, en el cuadrante de Aoiz fueron realizados varios sondeos en esta litología, que han servido para la realización de algunos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos, como es lógico esperar a la vista del tipo de litología, se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores medios de 140 kp/cm². Los valores más bajos son de 1 kp/cm² y los más altos del orden de 330 kp/cm². Estos valores relativamente elevados podrían corresponder a algunos niveles arenosos dentro de las margas areniscosas.

2.1.2. Análisis secuencial del Paleógeno marino

En el cuadrante de Monreal es donde afloran todos los depósitos del Terciario continental, caracterizado por depósitos aluviales a los que pasan gradualmente las Areniscas de Galar. Dentro del cuadrante de Aoiz son observables parte de estos depósitos, en el extremo suroeste.

En la zona de la Peña de Izaga, se observa que esta sucesión continental ocupa un área de morfología ovalada que corresponde a una pequeña cuenca de tipo piggy back, en la que se reconoce una sucesión que va desde la base del Oligoceno hasta el Mioceno. Estos depósitos de la Peña de Izaga presentan una disposición en discordancia progresiva, de forma que las capas convergen hacia el norte. Dentro de este dispositivo sedimentario se pueden observar varias discontinuidades relacionadas con el emplazamiento de las estructuras alpinas de la zona.

Desde las Areniscas de Galar se va pasando hacia arriba a unos depósitos que progresivamente representan una sedimentación con mayor influencia continental (unidades 301 y 308). Esta sedimentación, posiblemente llega al Estampiense y presenta las facies más arenosas hacia el este.

Al final de la sedimentación de estos depósitos lutítico-arenosos se produce una importante interrupción en la sedimentación, caracterizada por la aparición de unos conglomerados (unidad 321) observables en la parte oriental de la Peña de Izaga. Estos conglomerados se disponen discordantemente sobre las series inferiores.

Distalmente, hacia el suroeste, los conglomerados pasan a facies más arenosas y lutíticas (unidad 324).

Subiendo en la serie de la Peña de Izaga, nuevamente se reconoce una nueva interrupción que, en este caso, indica un desplazamiento hacia el norte de las facies proximales. Esta nueva interrupción se detecta por la aparición de una serie con una facies arenosa (unidad 363) y menos conglomerática que la unidad infrayacente.

Por último, por encima de esta unidad arenosas tiene lugar una nueva interrupción en la sedimentación continental de la Peña de Izaga, pues una nueva discontinuidad da paso a la aparición de una serie conglomerática (unidad 364), lo que indica un desplazamiento hacia el sur de las facies más proximales.

Estas unidades o secuencias observables en la Peña de Izaga, están íntimamente relacionadas con las estructuras alpinas que en el momento de la sedimentación se estaban emplazando en este sector.

ANALISIS SECUENCIAL DEL PALEÓGENO MARINO

Figura nº 1

Panel de correlación del Terciario marino de la hoja de Aoiz. Las líneas gruesas de color gris representan los límites de secuencia. 1) Dolomias del Paleoceno. 2) Calizas de algas del Paleoceno. 3) Barras de calizas del Paleoceno. 4) Calizas del Ilerdiense. 5) Margas del Ilerdiense. 6) Turbiditas del Grupo Hecho de edad Cuisiense y Luteciense inferior-medio. 7 y 8) Turbiditas del Grupo Hecho de edad Luteciense superior. 9) Flysch margoso de Irurozqui. 10) Margas y calizas de plataforma extrema del Luteciense inferior-medio. 11) Margas y calizas de plataforma externa del Luteciense superior. 12) Calizas de plataforma del Eoceno. 13) Margas de Pamplona. 14) Areniscas d Tajonar. 15) Margas de Ilundain. 16) Areniscas de Tabar. 17) Sales. 18) Areniscas de Galar

3. GEOMORFOLOGIA

Los caracteres geomorfológicos de la zona de estudio son el resultado de una serie de procesos constructivos y destructivos del relieve que se han sucedido durante un lapso de tiempo prolongado. El factor predominante de construcción del relieve viene condicionado por la creación del orógeno pirenaico, si bien el retoque definitivo corresponde a procesos morfogenéticos posiblemente relacionados con alternancias climáticas cuaternarias.

El edificio estructural pirenaico se caracteriza por una historia compleja fruto de la relación entre la estructuración de la cordillera, la construcción de relieve orográfico y la sedimentación de los materiales que estos dos procesos internos pusieron a disposición de los procesos erosivos externos.

Sin duda el primer estadio de creación de relieve se inicia a partir de la inversión de las estructuras distensivas previas del Cretácico inferior, originándose una estructuración en láminas cabalgantes. Puede afirmarse que en el ámbito del orógeno pirenaico el lapso de tiempo comprendido desde el Cretácico Terminal hasta bien entrado el Oligoceno se caracteriza por el crecimiento y desarrollo de relieve. Sin embargo, en la zona de estudio no hay registro sedimentario de carácter continental hasta bien entrado el Oligoceno. A diferencia de otras zonas pirenaicas, el registro Eoceno es exclusivamente marino, lo que implica directamente falta de relieve en ese período. Sin duda durante los tiempos eocenos el relieve emergido se situó más al norte en la zona axial pirenaica.

En referencia a la red fluvial actual, puede considerarse en parte heredada de los cursos miocenos de procedencia norte y que se ha encajado por sobreimposición o antecendencia. Esto es válido para los cursos con orientación norte-sur de carácter reseca. Este es el caso del Areta y parcialmente del Irati.

El progresivo desmantelamiento del relieve creado durante la estructuración pirenaica ocasiona un crecimiento por erosión remontante de las cabeceras de gran parte de la red de drenaje. Este crecimiento continúa hasta el Cuaternario donde los procesos erosivos que caracterizan el neógeno empiezan a remitir. Durante el Cuaternario sólo se retocan las zonas elevadas y se fosiliza mediante finas películas acumulativas características reflejadas en niveles de terraza y glaciares de acumulación.

El relieve de tipo estructural domina la morfoestructura de toda la hoja. Las zonas culminantes de la Sierra de Archuba y Sierra de Zariquieta responden a rellanos de tipo estructural desarrollados sobre los materiales duros (calizas) que forman el sustrato de estas áreas. Hacia el sur el buzamiento de estas litologías se acentúa reflejándose en la morfología por la aparición de chevrons. Estos son muy visibles en los márgenes orográficos derechos del Barranco de las Facerías y el Barranco de las Fuentes.

La mitad más meridional de la hoja muestra una mayor densidad de líneas de capa y de formas tipo chevron. Ello es debido a la diferente composición litológica. Las facies de la parte meridional de la hoja muestran un predominio de margas, si bien existe una alternancia de niveles decimétricos de areniscas y micritas formando sucesiones de tipo Flysch. La alternancia frecuente de niveles duros (areniscas y micritas) con niveles blandos (margas) origina, por erosión diferencial que los niveles duros destaquen en el relieve, ya sea como líneas de capa o pequeños chevrons con pequeñas superficies estructurales sobreimpuestas.

La mitad septentrional que presenta un moldeado similar no muestra tal densidad de formas, si bien las que se dan son de mayor envergadura. Ello se debe a la mayor potencia estratigráfica de los niveles duros formados en este caso por megaturbiditas y paquetes de brechas calizas que llegan a alcanzar espesores decamétricos.

El relieve refleja claramente la orientación generalizada con tendencia este-oeste de las estructuras. Las formas del relieve dibujan diversos ejes anticlinales y sinclinales en cuyos flancos se desarrollan superficies estructurales, líneas de capa y chevrons.

El único sistema morfogenético de importancia en el ámbito de la hoja corresponde al fluvial. Minoritariamente pueden darse procesos propios de otros sistemas morfogenéticos, en particular aquellos relacionados con la evolución de las vertientes. No obstante, la mayor parte de las vertientes del área de estudio no presentan acumulaciones de importancia o no ofrecen aspectos remarcables. Existe un predominio de vertientes estructurales limpias o con acumulaciones banales debido a la preponderancia actual de los procesos de erosión sobre los de acumulación. Únicamente aquellas vertientes mejor orientadas y ocupadas por un denso manto vegetal se han librado del desmantelamiento general.

4. TECTÓNICA

Desde un punto de vista estructural, la hoja de Aoiz se sitúa en la vertiente meridional del Pirineo, hacia su parte occidental. A grandes rasgos, puede decirse que la cordillera Pirenaica se forma a partir de la colisión de las placas Ibérica y Europea, entre el Cretácico Superior y el Paleógeno. La parte central del Pirineo está ocupada principalmente por rocas paleozoicas del basamento hercínico, que constituyen la Zona Axial y los macizos navarros de Quinto Real y Cinco Villas. Esta parte central aparece levantada por cabalgamientos alpinos de escala cortical. En el margen meridional de esta zona axial se formó un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes alpinas que involucran conjuntamente a rocas paleozoicas y mesozoicas (PARISH, 1984; DERAMOND et al, 1985; WILLIAMS y FISHER, 1985; MUÑOZ, 1985; etc), estructura ésta que es claramente visible en las partes central y oriental del Pirineo. Por delante del apilamiento antiformal tiene lugar la formación de una serie de cabalgamientos, despegados a nivel de las rocas triásicas, con dirección de transporte hacia el sur y que se desarrollan hasta la cuenca del Ebro. En la zona de Navarra, este frente pirenaico aparece representado por los cabalgamientos de las sierras de Leyre y Alaiz. Sobre el bloque superior de los cabalgamientos desarrollados en el frente meridional, tiene lugar la formación de un surco turbidítico que corresponde a la cuenca de Jaca – Pamplona, la cual es una cuenca de tipo piggy back. El acortamiento total estimado para el Pirineo varía según los autores entre 100 y 150 km (ROURE et al, 1989; MUÑOZ, 1992; etc.).

En este contexto tectónico, la hoja de Aoiz se localiza en casi su totalidad en el surco turbidítico (cuenca de Jaca – Pamplona), justamente al norte del frente pirenaico. En el borde suroeste de la hoja (cuadrante de Monreal) se localiza el cabalgamiento de Loiti, que es la prolongación occidental del cabalgamiento de Leyre. En la parte oriental de la hoja (cuadrantes de Domeño e Irurozqui), se observa el desarrollo de varios cabalgamientos y pliegues, en una secuencia de tipo piggy back.

Desde un punto de vista estructural, el cuadrante de Irurozqui es uno de los más sencillos de la hoja de Aoiz. En un corte N-S se observa una sucesión que va desde rocas paleocenas, situadas al noroeste, en el cauce del río Irati, hasta las Margas de Pamplona (Bartoniense), localizadas al suroeste. Esta serie, en conjunto, se encuentra afectada por un buen desarrollo de pliegues de dirección N-110° E. En el

tercio sur del cuadrante la serie eocena se ve afectada por un cabalgamiento que desaparece hacia el oeste.

La mayoría de los pliegues que existen en la parte septentrional del cuadrante son de escala de afloramiento o cartográfica y se observan bien cuando afectan a la serie turbidítica que aflora a techo de la megacapa de Villanúa, hacia la mitad oriental del cuadrante. En la parte noroeste, ocupada en su mayor parte por la megacapa de Villanúa, el desarrollo de estos pliegues es escaso, debido a la mayor competencia de este horizonte estratigráfico. En el tercio meridional del cuadrante de Aoiz, ocupado por el Flysch margoso de Irurozqui, existe un importante desarrollo de pliegues de escala deca- y hectométrica.

Como ya ha sido indicado, la dirección de los pliegues es N-110 E^o; sin embargo, la posición de los ejes es más variable. Ciñéndose al área que aflora al norte del cabalgamiento que atraviesa el cuadrante de Irurozqui con dirección E-O, en la mitad occidental de esa zona los ejes de los pliegues tienen una posición subhorizontal, al igual que ocurre al este del río Areta. Sin embargo, en torno al río Areta y unos 2 o 3 km al oeste de este río, existe una franja de dirección aproximada N-S, en la que los ejes de los pliegues se inclinan hacia el este entre 3^o y 40^o. Esta zona estrecha, donde los pliegues sufren esta inflexión, puede ser interpretada como una estructura lateral localizada en el bloque inferior del cabalgamiento antes citado.

Los pliegues, cuando afectan a la serie turbidítica, presentan un buen desarrollo y suelen tener vergencia sur. Uno de los mejores ejemplos de estas estructuras lo constituye el sinclinal de Escaniz, al sureste cuadrante. Se trata de pliegues concéntricos, con un ángulo entre flancos elevado, del orden de los 90^o. El flanco corto de los pliegues suele estar verticalizado o incluso invertido y, en él, suele observarse un buen desarrollo de foliación (S1). En el cuadrante de Irurozqui es quizás donde mejor representada se encuentra esta foliación, concretamente en la parte norte del corte del río Areta se observa bien desarrollada en el flanco corto y zona de charnela de los pliegues. La foliación corresponde a un clivaje grosero, subvertical, de plano axial, aunque frecuentemente presenta una disposición en abanico.

En el tercio inferior del cuadrante, unos 2 km al norte de la localidad de Irurozqui, se observa la existencia de un cabalgamiento de dirección entre E-O y N-110 E, que

superpone la parte alta de la serie turbidítica sobre el Flysch margoso de Irurozqui. Se trata de un cabalgamiento de escaso desplazamiento, dirigido hacia el sur, cuyo plano buza en torno a los 30° al norte. Esta estructura se pone de manifiesto al noroeste de Larequi, donde una rampa de bloque superior corta la megacapa del Roncal. Hacia el oeste, esta estructura desaparece, observándose únicamente pliegues que deben corresponder a su prolongación occidental. La banda de dirección N-S, en la que los ejes de los pliegues se inflexionan fuertemente al este, debe corresponder a una rampa lateral buzante al este, desarrollada en el bloque inferior de esta estructura.

En el extremo noroeste de este cuadrante existe un pequeño domo que da como resultado el afloramiento del Paleoceno en su núcleo. A priori, esta estructura podría corresponder a la interferencia del sistema de pliegues de dirección E-O, relacionado con los cabalgamientos alpinos, y otros supuestos pliegues de dirección N-S. Sin embargo, la formación del domo no debe responder a un sistema de pliegues de dirección N-S, sino más bien a la existencia de estructuras laterales asociadas a los cabalgamientos alpinos.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la hoja de Aoiz comienza con la sedimentación de las calizas arenosas del Maastrichtiense. Estas rocas se depositaron en un medio de plataforma, donde las condiciones de una actividad tectónica compresiva aún eran poco evidentes, aunque en otras zonas más orientales del Pirineo ya había comenzado el emplazamiento de algunos cabalgamientos. La sedimentación del Cretáceo continúa durante el Paleoceno, caracterizado por el depósito de carbonatos de plataforma somera de gran extensión. Posteriormente, durante el Ilerdiense inferior prosiguieron unas condiciones parecidas, con una sedimentación de plataforma carbonática, aunque hacia el norte se pasaba ya a zonas más profundas, de talud margoso con resedimentación de carbonatos, como se observa en el borde septentrional de la hoja.

Por tanto, en la hoja de Aoiz, a partir del Paleoceno, la sedimentación pasó a estar controlada por la evolución tectónica del Pirineo. A partir del Ilerdiense la sedimentación se produjo en la denominada cuenca Surpirenaica, la cual ya se encontraba bien individualizada como un surco de antepaís de dirección paralela a la cordillera. Este surco, por el norte, se encontraba delimitado por un margen cabalgante y, por el sur, por un margen distal. Asimismo, el surco Surpirenaico iba siendo incorporado en las láminas cabalgantes de manera progresiva, produciéndose una migración del mismo hacia el sur.

La zona estudiada corresponde a la parte más occidental de la cuenca Surpirenaica (cuenca de Jaca – Pamplona). La paleogeografía de la misma responde a un surco turbidítico distal de alimentación axial, limitado en su margen meridional por plataformas carbonáticas, observables en el extremo suroeste de la hoja. La sedimentación en la cuenca de Jaca – Pamplona se produce durante el Cuisiense y Luteciense inferior y medio, si bien, en buena parte del sector meridional del cuadrante de Domeño, durante este período existía una sedimentación en medio de plataforma, con buena proliferación de la actividad biológica, o de plataforma externa (rampa distal). Con posterioridad al Luteciense medio, dentro de la hoja de Aoiz tiene lugar el primer acontecimiento tectónico de importancia, que no es otro que el emplazamiento del cabalgamiento de Idocorri. Esta estructura afecta a rocas de edad Luteciense inferior y medio y, a su vez, es fosilizada por capas del Luteciense superior en facies de rampa distal o turbidítica. Las facies de plataforma con desarrollo de la

actividad biológica del Luteciense superior se situarían más al sur, fuera ya de la hoja de Aoiz, en la zona de la Foz de Lumbier.

Hacia el norte, en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui, entre el Cuisiense (incluso ya desde el ilerdiense) y el Luteciense superior tiene lugar una sedimentación turbidítica, en la que los aportes terrígenos ya son bastante escasos respecto a áreas más orientales. Las turbidíticas se depositan en la cuenca onlapando las plataformas meridionales y, mientras, se produce una migración hacia el sur del surco turbidítico. Es en este período de tiempo cuando se produce el depósito de las megacapas; estos niveles estratigráficos representan episodios puntuales en los que tiene lugar una sedimentación catastrófica. El emplazamiento de las estructuras pirenaicas posiblemente produjo terremotos que dieron como resultado la destrucción de la plataforma continental, seguramente situada al sur de la cuenca. La destrucción de la plataforma ocasionó el desprendimiento de bloques de caliza que se depositaron en la cuenca dando lugar a las megacapas.

La inestabilidad en la cuenca decrece en el Luteciense superior. En el Bartonense comienza una sedimentación margosa en un medio marino profundo, correspondiente a las Margas de Pamplona. A finales de este período tiene lugar la llegada de aportes terrígenos a la cuenca, representados aquí por las Areniscas de Gongolaz. La somerización de la cuenca se inicia ya en el Priabonense, con el inicio de la sedimentación de las Margas de Ilundain y Areniscas de Tabar, hecho que es bien visible en la vecina hoja de Pamplona. Posteriormente, otra vez se produce un hundimiento de la cuenca, para nuevamente pasar a condiciones someras, caracterizadas aquí por la sedimentación de las sales eocenas y de las Margas Fajeadas. Todavía después de la sedimentación de las sales, en esta zona, se presentan condiciones marinas aunque, eso sí, muy someras, caracterizadas por las Areniscas de Galar. Estas areniscas se formaron en un medio litoral y pasan gradualmente a los depósitos continentales de la Formación Javier.

La sedimentación continental se inicia en el Oligoceno y da lugar a unos cuerpos sedimentarios que se localizan en la cubeta de Izaga y en el extremo suroeste del cuadrante de Monreal. Corresponden a depósitos aluviales distales, que caracterizan una sedimentación fluvio – lacustre.

A finales del Oligoceno y durante el Mioceno se instalan unos cuerpos sedimentarios continentales, más proximales que los anteriores, que se disponen en discordancia progresiva (unidades continentales de la Peña Izaga), fosilizando un cabalgamiento enterrado que aparece al sur del de Idocorri.

Como se puede observar, las principales estructuras existentes en la hoja de Aoiz van siendo más modernas cuanto más al sur se sitúan. Así, en primer lugar, se origina el cabalgamiento de Idocorri y posteriormente el cabalgamiento enterrado que fosilizan los sedimentos oligo – miocenos de la Peña de Izaga. En cuanto a la estructura más meridional que es el cabalgamiento de Loiti dentro del ámbito de la hoja de Aoiz, al menos deforma a los depósitos oligocenos más altos de la Formación Javier, por lo que bien podría corresponder a la estructura más moderna de la zona.

Por lo tanto, salvo por esta duda, se puede decir que los cabalgamientos alpinos, al igual que ocurre en el resto de la zona Surpirenaica, se emplazan en una secuencia de tipo pyggy back. Por último, en el capítulo de estructura, se ha comentado la existencia en profundidad de estructuras de dirección N-S, que a menudo actúan como rampas laterales de los cabalgamientos. Estas estructuras podrían corresponder a fallas sinsedimentarias, dado que en algunos casos sirven de límite paleogeográfico ya desde el Triásico (DEL VALLE, en prensa), y que posteriormente sirvieron de estructuras laterales de los cabalgamientos.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

La hoja de Aoiz, por los sondeos realizados en el cuadrante de Monreal para la investigación del nivel de sales potásicas que actualmente se explota en la vecina hoja de Pamplona, desde un punto de vista minero carece de interés. En toda la extensión de la hoja no existen labores mineras. Unicamente se pueden encontrar algunas pequeñas canteras para la obtención de áridos o bloques para construcción.

Por otro lado, dentro del ámbito de la hoja de Aoiz, existen diversos perfiles sísmicos algunos de los cuales llegan a afectar a este cuadrante. La dirección de estos perfiles, en unos casos varía entre este-oeste y N120°E, mientras que en otros casos es N25°E.

7. BIBLIOGRAFIA

BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M. (1992).- "Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona". I Congreso Grupo Español del Terciario, Vic, 1191, Libro-Guía Excursión nº 1, 123 p.

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). Estudios Geol., Madrid, 41, pp. 391-404.

CANUDO, J.I. y MOLINA, E. (1988).- "Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior". Congr. Geol. de España, Comunicaciones, 1, pp. 273-276.

CARBAYO, A.; LEON, I. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2ª ser., nº 117: OCHAGAVIA". I.G.M.E.

CASTIELLA, J.; SOLE, J. y VALLE, J. del (1978).- Mapa Geológico de Navarra a escala 1: 200.000. Diputación Foral de Navarra., 1º ser.

DERAMOND, J.; GRAHAM, R.M.; HOSSACK, J.R.; BABY, P. & CROUZET, G. (1985).- Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II, pp. 1213-1216.

ESTRADA, M.R. (1982).- "Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca)". Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 164 p.

JOHNS, D.R.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M. (1981).- "Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain". Geology, 9, pp. 161-164.

LABAUME, P.; MUTTI, M.; SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983).- "Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen". Bull. Soc. Géol. France, (212), 25, pp. 927-941.

LABAUME, P.; MUTTI, M. y SEGURET, M. (1987).- Megaturbidites: A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain". Geo-Marine Letters, 7, pp. 91-101.

LABAUME, P.; SEGURET, M.; y SEYVE, C. (1985).- "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". Tectonics, 4, pp. 661-685.

-
- LEON-CHIRINOS, I. (1985).- Étude sédimentologique et reconstruction du cadre géodynamique de la sédimentation détritique fini-Eocène-Oligocène dans le bassin sud-pyrénéen entre Sangüesa et Pamplona. These 3ème cycle, Univ. Pau., 247 p.
- MUÑOZ, J.A. (1985).- Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. Tesis Doctoral, Univ. De Barcelona, 305 p.
- MUÑOZ, J.A. (1992).- Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: Mc. Clay, K.R. (Thrusts Tectonics), eds, pp.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972).- "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleógeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". Mem. Soc. Geol. Italia, 11, pp. 391-416.
- PARISH, M. (1984).- A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology. J. Struct. Geol., Oxford, 6, pp. 247-255.
- PAYROS, A.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; BACETA, J.L. y PUJALTE, V. (1993).- Las "megaturbididas" y otros depósitos de resedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico: Nuevos datos del área Urrobi-Ultzama (Navarra). Depto. De Estratigrafía y Paleontología. F. Ciencias, Univ. País Vasco.
- PUIGDEFABREGAS, C. ROJAS, G.; SANCHEZ CARPINTERO, I. & VALLE, J. del (1978).- "Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 142: AOIZ". I.T.G.E.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos, Jaca, 104, 188 pp.
- REMACHA, E. y PICART, J. (1991).- "El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñanigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica". I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991, Libro-Guía, excursión nº 8, 116 p.
- RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E. (1982).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 178, BROTO". I.G.M.E.
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, P.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P. & DERAMOND, J. (1989).- ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, Washington, 8, 1, pp. 41-50.

-
- ROBADOR, A. (1990).- Early Paleogene Stratigraphy. In: BARNOLAS, A.; ROBADOR, A.; SERRA-KIEL, J. & CAUS, E. (Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Guidebook). Inst. Techn. Geomin. Esp. IGCP Projeet nº 286, Jaca, 159 p.
- RUPKE, N.A. (1976).- "Sedimentology of very thick calcarenite-maristone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees". *Sedimentology*, 23, pp. 43-65.
- SCHAUB, H. (1981).- Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, v. 104, 105, 106, pp. 1-236.
- SEGURET, M.; LABAUME, P. y MADARIAGA, R. (1984).- "Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South-Pyrenean Basin (North Spain)". *Mar. Geol.*, 55, pp. 117-131.
- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental". *Pirineos*, 96, pp. 5-19.
- SOUQUET, P. (1967).- Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéene en Catalogne, Aragón et Navarre. Thèse 3eme, cycle, Faculté des Sciences de Toulouse, 530 p.
- TEIXELL, A. (1992).- Estructura alpina en la transversal de la transición occidental de la zona axial pirenaica. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.
- TEIXELL, A.; GARCIA-SANSEGUNDO, J. & ZAMORANO, M. (en prensa).- "Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 14ª: "ANSO". I.T.G.E.
- VALLE, J. del; PUIGDEFABREGAS, C. y SANCHEZ CARPINTERO, I. (1978).- "Memoria del Mapa Geológico de España, E, 1:50.000, 2ª ser. Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E.
- VALLE, J. del (en prensa).- Memoria del mapa geológico de Navarra a escala 1:200.000. Diputación Foral de Navarra. 2º ser.
- VAN LUNSEN, H.A. (1970).- "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utraiectina*, 16, pp. 1-119.
- WILLIAMS, G.D. & FISCHER, M.W. (1984).- A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, Washington, 3, pp. 773-780.