

**MEMORIA NEOTECTONICA DE
LA HOJA DE FONZ (31-12) 288
NOVIEMBRE/96**

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

ÍNDICE

ÍNDICE

	Págs.
1.- INTRODUCCION	1
2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA	4
2.1. DIAPIRISMO Y HALOCINESIS	6
2.2. DIACLASADO Y FRACTURACION A ESCALA DE AFLORAMIENTO	9
2.3. DEFORMACIONES DE LA SUPERFICIE DE EROSION FINIMIOCENA	12
2.4. ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS	15
3.- SISMICIDAD	16
4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES	18
5.- BIBLIOGRAFIA	21

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

El Mapa Neotectónico de la hoja de Fonz (31-12) se ha realizado siguiendo las pautas establecidas en el Anexo V: Neotéctonica de la Normativa para la Elaboración del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (ITGE, 1991).

El mapa contiene una infraestructura geológica obtenida a partir de los mapas Geológico y Geomorfológico a escala 1:50.000. Se diferencian los terrenos de edad preneotectónica de los de edad neotectónica, incluyendo entre estos últimos desde el Vallesiense (incluido) hasta la actualidad. Esta infraestructura geológica se completa con algunas estructuras tectónicas alpinas que afectan a materiales preneotectónicos y que pueden haber tenido actividad en etapas recientes, aunque no haya signos evidentes de ello.

Tomando como base dicho mapa infraestructural, se superponen las estructuras que afectan a materiales de edad neotectónica, los rasgos geomorfológicos que puedan indicar actividad neotectónica y, en definitiva, toda la información recopilada que sea indicativa de actividad reciente (sismicidad, etc). En ocasiones se representan rasgos puntuales de escala no cartografiable (direcciones dominantes de diaclasas, deformaciones locales ...)

La hoja de Fonz (31-12) contiene tres dominios geológicos diferenciados. La Sierra de La Carrodilla y sus relieves adyacentes constituyen una franja ONO-ESE que recorre el sector central de la hoja y forma parte del frente meridional de las Sierras Marginales del Pirineo, con una accidentada orografía eminentemente calcárea integrada por rocas mesozoicas y paleógenas afectadas por una compleja tectónica de cabalgamientos y pliegues.

Al norte de esta franja se halla la Cuenca de Graus, que ocupa el tercio nororiental de la hoja y constituye una zona deprimida constituida en la hoja por materiales terrígenos paleógenos. Al Sur de las Sierras Marginales (y al Oeste del

Cinca) los depósitos terrígenos corresponden al relleno paleógeno de la Cuenca del Ebro, con escasas deformaciones, aunque en la esquina SO se observa una pequeña porción del gran anticlinal de Barbastro-Balaguer, a favor del cual llegan a aflorar los yesos de Barbastro.

Los depósitos de época neotectónica registrados en la hoja corresponden exclusivamente al Cuaternario, y están relacionados en su mayoría con los cursos fluviales que drenan el Pirineo (terrazas y glacis asociados). Los materiales más modernos que rellenan las cuencas del Ebro y Graus en la hoja, alcanzan solamente el Mioceno inferior. Sin embargo, se han considerado algunas deformaciones que afectan a estos materiales y que pueden haber actuado en época neotectónica. También se han representado en el mapa algunos buzamientos de materiales oligomiocenos que dan una idea de la disposición de los mismos, aunque no guarden relación con fenómenos neotectónicos.

Sin embargo, las deformaciones de edad neotectónica son muy abundantes en relación con asomos diapíricos o con afloramientos de materiales plásticos susceptibles de originar fenómenos de diapirismo, halocinesis, despegues, etc. De hecho, la serie oligo-miocena se encuentra perforada por diversos diapiros triá西os, y deformada intensamente por el anticlinal de núcleo salino de Barbastro-Balaguer.

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

En los depósitos cuaternarios existentes en la hoja apenas se registran deformaciones que no estén asociadas a la presencia de yesos o margas yesíferas, materiales susceptibles de originar fenómenos halocinéticos y diapíricos. Tan sólo se han encontrado unas pocas fracturas afectando a terrazas pleistocenas del Cinca.

Los materiales terciarios más modernos presentes en la hoja (Mioceno inferior) forman parte del relleno de las cuencas del Ebro y Graus, y se encuentran perforados y deformados por los diapiros de Naval, Estada, El Grado y la Puebla de Castro. Además, en algunos puntos presentan fracturas o diaclasas que parecen responder al campo de esfuerzos regional más reciente. Estos depósitos oligomiocenos también están deformados en la esquina SO por el anticlinal de yesos de Barbastro-Balaguer, y los buzamientos representados en la hoja corresponden a estos materiales, que se encuentran deformados y, en ocasiones, cabalgados por las Sierras Marginales, si bien estas deformaciones difícilmente pueden alcanzar la época neotectónica.

Los terrenos mesozoico-paleógenos de las Sierras Marginales se encuentran intensamente deformados por la tectónica alpina, fundamentalmente oligocena en este sector, y fuertemente incididos por la red fluvial actual, lo que origina la escasez de depósitos recientes. Ambas características dificultan considerablemente la investigación de actividad neotectónica, que debe basarse en el estudio de otros aspectos, como deformaciones en superficies de erosión, etc.

Por tanto, las deformaciones estudiadas en la hoja son de diversos tipos:

- Estructuras relacionadas con fenómenos diapíricos, halocinéticos, etc.
- Diaclasado en materiales cuaternarios u oligo-miocenos
- Fracturas que afectan a la serie oligo-miocena, pero que presentan indicios de haber podido actuar en épocas recientes.

- Fallas y basculamientos que deforman la superficie de erosión finimiocena.

2.1. DIAPIRISMO Y HALOCINESIS

Aunque, en principio, se trata de deformaciones "atectónicas", los diapiros triásicos son muy abundantes en la hoja y originan espectaculares dislocaciones en materiales cuaternarios. El más estudiado es el Diapiro de Estada, de geometría subcircular y diámetro de 2 Km, en cuyo interior se observan numerosas deformaciones que afectan al Cuaternario.

RIBAS y LLAMAS (1962) estudian el diapiro y llegan a la conclusión de que su actividad ha tenido lugar en diversas fases antes y durante la sedimentación de la serie oligomiocena, hecho admitido también por REYNOLDS (1987). Ambos autores señalan que la actividad diapírica posterior al depósito de la serie oligomiocena es mucho más reducida, si bien da lugar a deformaciones notables.

Los fenómenos observados en el Diapiro de Estada son deformaciones halocinéticas locales que afectan a depósitos recientes (fotografías 6, 7, 8 y 9) o bien desnivelaciones y duplicaciones locales de niveles de terrazas (punto de observación 10, donde también se observan frecuentes deslizamientos que afectan periódicamente a la estabilidad de los taludes del canal de Aragón y Cataluña). El diapiro es activo en la actualidad, como lo muestra la existencia de un epicentro de pequeña magnitud (2.8) registrado en su interior.

El Diapiro de El Grado, de reducido tamaño, registra deformaciones que afectan a depósitos holocenos con fallas de 3 m de salto (fotografía 11), e incluso, de más de 5 m (fotografía 10), que ponen en contacto el Keuper con depósitos cuaternarios muy recientes. Esta actividad queda registrada también en el firme de la carretera, que presenta considerables deformaciones (fotografía 12), si bien pueden originarse por asentamientos debidos a disolución de yeso triásico o bien a diferencias de comportamiento de las distintas litologías del Keuper frente a la

carga del tráfico, etc. y no tener relación con fenómenos de ascenso diapírico actual.

Los diapiros de Naval y la Puebla de Castro presentan en la hoja escaso recubrimiento cuaternario, y el que tienen es muy reciente (holoceno), de manera que no se aprecian apenas deformaciones cuaternarias. El único indicio encontrado es poco claro y corresponde a una falla ONO-ESE que limita el diapiro por el Sur y que en algún sector podría interesar a un suelo, aunque no hay criterios claros (fotografía 16).

En cualquier caso, la totalidad de los diapiros afectan a las series terrígenas oligomiocenas, y las capas llegan a disponerse en posición subvertical en el entorno próximo a los diapiros en numerosos puntos. La orla de deformación alrededor de los diapiros es muy estrecha, de manera que rápidamente se recupera la posición subhorizontal de las capas.

Aparte de las estructuras diapíricas existen en la hoja multitud de afloramientos triásicos asociados a la franja de Sierras Marginales que han podido tener actividad deformativa reciente por fenómenos halocinéticos o de diapirismo. La escasez de depósitos cuaternarios en estas áreas no permite estudiar estos fenómenos que, por otra parte, tampoco corresponden estrictamente al campo de la Neotectónica. De todos modos, se han encontrado deformaciones de este tipo en sectores como las inmediaciones de Purroy de La Solana (punto de observación 13). Otras deformaciones relacionadas con fenómenos halocinéticos pueden ser los de la fotografía 13, en Tres Caminos, donde podría haberse producido un cierto hundimiento en un depósito de terraza del Cinca asociado a la posible disolución de yesos en profundidad (yesos relacionados con el cercano afloramiento diapírico de El Grado).

Pero no son los materiales triásicos los únicos que originan este tipo de procesos. En la hoja aflora también la Formación Yesos de Barbastro, constituyendo parte

de la estructura anticlinal de Barbastro-Balaguer, con diversas ramificaciones. En el sector estudiado hay tres afloramientos de estos materiales, uno en la confluencia del Cinca y el Vero, otro en Alins del Monte y un tercero en la zona de Gabasa. Los procesos halocinéticos recientes son evidentes en el primer afloramiento, mientras que no se han encontrado indicios claros en los otros, quizá por la relativa juventud y escasez de los depósitos cuaternarios que los recubren.

SANCHO (1989) describe deformaciones cuaternarias relacionadas con del Anticinal de Barbastro en áreas próximas (al Sur del área estudiada). Son deformaciones de la superficie de erosión Culminante (Pleistoceno inferior) y de sus depósitos asociados (fallas normales e inversas paralelas a la estructura), que relaciona con una actividad diapírica del núcleo evaporítico del anticinal. También describe deformaciones domáticas en terrazas del Río Cinca, y basculamientos y perforaciones en terrazas pleistocenas del Río Vero (fotografía 4), si bien las terrazas inferiores no parecen afectadas. Otro fenómeno interesante que estudia este autor es el desdoblamiento de los depósitos de relleno de algunos valles de fondo plano en el tramo en que atraviesan el núcleo evaporítico (la deformación sería holocena) y anomalías en el perfil longitudinal de algunos ríos al cruzar los yesos, con lo que la deformación continuaría hasta la actualidad en sectores próximos.

Aparte de estas deformaciones regionales que prueban la actividad diapírica del núcleo yesífero del anticinal, seguramente debido a la diferencia de carga litostática entre los flancos y el núcleo, hemos encontrado una terraza que forma un sinclinal sobre los yesos (fotografía 5). Se trata probablemente de la terraza de 115 m sobre el Cinca, que se ve progresivamente hundida desde el punto en que comienza a reposar sobre los yesos verticalizados. Este fenómeno debe responder a procesos de disolución del yeso, ya que el sinclinal queda restringido al área de afloramiento del mismo y presenta orientación paralela a las capas. La terraza es pleistocena, pero el proceso de hundimiento (al menos en el flanco sur) debió comenzar antes, ya que en el flanco norte del sinclinal la terraza reposa sobre el

yeso mientras en el flanco sur lo hace sobre un depósito lutítico con cantos aislados cuyo espesor aumenta considerablemente desde el eje del sinclinal (donde es nulo) hacia el Sur hasta el contacto de los yesos con un potente tramo areníscoso subvertical intercalado en los yesos. Esta geometría sugiere que el contacto entre la intercalación areníscosa y los yesos ha podido actuar como falla normal en épocas recientes, quizás sólo antes del depósito de la terraza.

2.2. DIACLASADO Y FRACTURACION A ESCALA DE AFLORAMIENTO

Los depósitos cuaternarios de la hoja se encuentran escasamente fracturados, seguramente debido a su escasa cementación. Sin embargo, en algunos niveles altos de terraza se han reconocido diaclasados bien desarrollados, si bien las malas condiciones de afloramiento y la regularización de las laderas han impedido la observación de diaclasas en la mayor parte de los afloramientos. Se han establecido dos estaciones de medida en un mismo nivel de terraza del Cinca.

La estación 1, situada en lo alto de la Urbanización Lariño, en la vertiente occidental del Cinca, muestra una distribución de diaclasas subverticales bastante dispersa, con un máximo entorno a N055°E-N060°E y numerosas fracturas formando un abanico entorno a una dirección ENE-OSO, así como una reducida familia de diaclasas ONO-ESE. Las diaclasas tienen gran desarrollo vertical (fotografía 1) y presentan, en ocasiones, depósitos carbonáticos asociados (fotografía 2).

La estación 2, situada en el mismo nivel de terraza pero en la margen opuesta, presenta una familia principal N-S y otra secundaria subperpendicular, así como algunas diaclasas NE-SO.

Este mismo nivel de terraza presenta un gran desarrollo de fracturas subparalelas al escarpe sobre el Cinca (N-S a NE-SO) que dan lugar a desprendimientos de grandes bloques rocosos. La morfología de grietas abiertas es muy espectacular y afecta al suelo desarrollado sobre la terraza (fotografía 3). De todos modos estas fracturas se originan por la presencia de un gran escarpe, aunque aprovechan anisotropías preexistentes tales como el diaclasado. El proceso es activo en la actualidad. Otro fenómeno semejante (no tan espectacular) se da en el embalse de El Grado, con fracturas N-S (fotografía 14).

Se han medido también diaclasas sobre materiales oligo-miocenos, tanto en el sector de Fonz (estación 3) como en el interior de la sierra (estaciones 4 y 5). En todos los casos hay una familia principal de diaclasas (ESE en la estación 3, SE en la estación 4 y E-O en la estación 5), que se asocia con otra familia secundaria que en la estación 3 está desdoblada en dos (el conjunto es subperpendicular), en la estación 5 es oblicua (SSE) y en la estación 4 no existe.

Anexos a esta memoria se presentan los diagramas en rosa correspondientes a cada una de estas estaciones, mientras en el mapa 1:50.000 se hace una representación esquemática de las familias dominantes, mostrando con trazos de mayor longitud la dirección de la familia más numerosa.

En gran parte de la cuenca del Ebro y Cordillera Ibérica el patrón de diaclasado es muy constante y afecta por igual a materiales de diversas edades a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario. Se trata de un sistema de diaclasas constituido por dos familias subperpendiculares, la principal N-S y una secundaria a 90º. Este patrón puede explicarse en el contexto del campo de esfuerzos reciente. El modelo propuesto por SIMON (1989) para dicho campo de esfuerzos postula, en síntesis la superposición de una compresión N-S (originada por el acercamiento entre las placas Africana, Ibérica y Europea, muy activa en las Béticas en este tiempo y mitigada al desplazarnos hacia el Norte) y una distensión radial o multidireccional (causada por un proceso de "doming" cortical ligado al "rifting" del

Este peninsular). El resultado es un régimen de distensión tendente a multidireccional, con el eje σ_2 situado en dirección N-S (coincidente con el eje σ_1 del campo compresivo). Paralela a dicho eje se formaría la familia principal N-S de fracturas tensionales. La formación de estas fracturas provoca una relajación en el esfuerzo σ_3 extensivo que da lugar a un intercambio con el eje σ_2 , lo que propicia la formación de nuevas fracturas perpendiculares a las primeras.

El modelo predice también la formación de sistemas de diaclasas perpendiculares rotados respecto a la dirección N-S debido a desviaciones de las trayectorias de los esfuerzos principales en la horizontal, originadas por la existencia de accidentes preexistentes en las proximidades o en el sustrato (SIMON et al, 1988).

En el área ocupada por la hoja de Fonz se reconoce este patrón de diaclasado en ocasiones. La estación 2 responde casi perfectamente al mismo, pero son más frecuentes las desviaciones (estación 3) e, incluso, en el interior de la Sierra son mayores las anomalías por la existencia de importantes zonas de fractura. No ha merecido la pena establecer una red de estaciones de diaclasas en esta hoja, ya que hay abundancia de materiales antiguos muy replegados, y los depósitos oligomiocenos muestran evidencias claras de haber estado sometidos a los últimos estadios compresivos alpinos, con lo que se superponen las fracturas de las etapas compresivas y distensivas.

De todas maneras, SANCHO (1990) estudia las microfallas normales que encuentra en las calizas eocenas de las Sierras Marginales en este sector (no se observan tales fallas en el Mioceno) y que son claramente posteriores a las estructuras compresivas (por tanto, corresponden al campo de esfuerzos distensivo reciente), y detecta una orientación mayoritaria subparalela a la directriz estructural de la sierra (ONO-ESE). El análisis estadístico de las fallas indica un tensor de esfuerzos en régimen de distensión radial, lo cual corrobora la hipótesis de que el régimen de esfuerzos reciente en este sector pirenaico es similar al desarrollado en la Cuenca del Ebro y Cordillera Ibérica.

Sólo se ha observado una falla (o una zona de fallas) que afecta a depósitos cuaternarios (fotografía 15), tiene orientación N020°-030°E y está próxima al Diapiro de El Grado. Su orientación parece guardar relación con el resalte de capas calcáreas verticales garumnienses que aflora algo más al NO. En el resto de la hoja sólo se han encontrado estructuras parecidas en relación con materiales diapíricos.

Existen, sin embargo, algunas líneas de fractura cartografiadas que afectan a materiales oligo-miocenos y que pueden haber tenido actividad en épocas recientes, como en el sector del embalse de Barasona, donde una fractura NNE parece condicionar la alineación de los retazos de un nivel de terraza. Otro ejemplo se da al Norte de Fonz, donde se aprecia una línea de fractura NE-SO que afecta a materiales oligo-miocenos.

2.3. DEFORMACIONES DE LA SUPERFICIE DE EROSION FINI-MIOCENA

En el interior de las Sierras Marginales es difícil estudiar deformaciones neotectónicas, dada la antigüedad de los materiales afectados (son meosozoico-eocenos) y la intensa deformación alpina que presentan. Sin embargo, la utilización como superficies de referencia de las superficies de erosión constituye una vía de estudio muy adecuada.

El problema fundamental estriba en la identificación de la propia superficie y su reconstrucción morfológica.

SANCHO (1990) realiza esta labor en el sector de las Sierras Marginales comprendido en la hoja, extendiéndose algo al SE y determina la dislocación de la superficie en retazos situados a diferentes cotas topográficas mediante la presencia de fallas que determinan la existencia de tres escalones principales a cotas diferentes (1100-950, 800-900 y 750-800 m, respectivamente). Este autor deduce

la existencia de una serie de fallas que se representan de forma esquemática en la figura 1 y que habrían tenido actividad con posterioridad al Mioceno, ya que deforman la superficie finimiocena.

Basándonos en este estudio de la superficie de erosión, y teniendo en cuenta que algunas de las fracturas deducidas podrían corresponderse con antiguos accidentes reactivados con carácter normal durante la etapa neotectónica, se han representando en el mapa algunos de estos accidentes con posible reactivación reciente. La mayor parte son subparalelos a la estructura de la sierra (ONO-ESE), y otros se orientan en torno a la dirección NNE.

Otra deformación registrada en la hoja y también reflejada en el trabajo de SANCHO (1990) es el basculamiento el NO de la superficie de erosión en la esquina SE de la hoja (fotografía 17). En este mismo sector se reconoce una larga falla NO-SE (oculta bajo depósitos de coluvión) que da lugar a un resalte morfológico rectilíneo muy acusado. También se observan fallas N-S, pero su carácter neotectónico es francamente dudoso.

También en esta esquina SE aflora el extremo de una estructura (el Sinclinal de Estopiñán) que se prolonga desde Purroy a Camporrells (NNO-SSE), y que presenta un relieve plano que contrasta con las estructuras circundantes, con relieves muy abruptos. Llama la atención especialmente por el hecho de que la constitución litológica del Sinclinal de Estopiñán es idéntica a la de las sierras que lo rodean, pero su relieve es plano y más bajo que los de alrededor. MARTINEZ y POCOVI (1984) interpretan este fenómeno como un hundimiento del bloque en el que se encuentra el sinclinal debido al desarrollo de una situación extensional en este sector con posterioridad a la formación de la superficie de arrasamiento que provoca el relieve plano. Este hundimiento, segun estos autores, no tuvo lugar antes del Mioceno, aunque es difícil datar la superficie de erosión, ni correlacionarla con otras cercanas. Podría ser simultáneo a la perforación de la serie oligomiocena por los diapiros de Estada, Naval, etc, pero quizás su actividad se prolonga en épocas más recientes (período neotectónico). En el mapa se ha representado como área hundida que afecta a terrenos preneotectónicos.

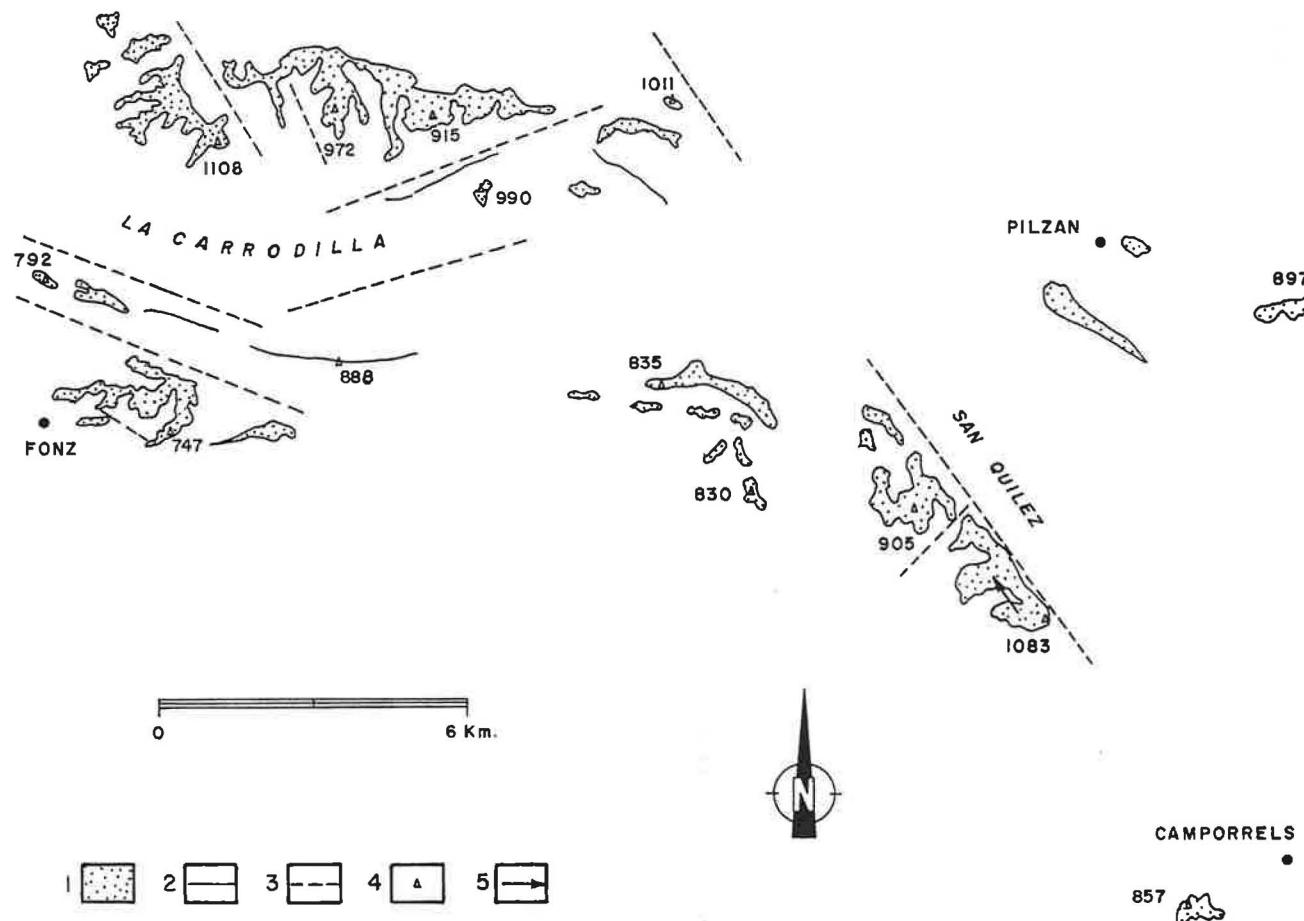


Fig. 1- Principales accidentes estructurales que deforman la superficie de erosión "Finimiocena". 1: Superficie de erosión. 2: Líneas de cumbres arrasadas. 3: Fallas interpretadas. 4: Cotas topográficas en metros. 5: Basculamiento de la superficie de erosión (SANCHO, 1.990, modificado)

2.4. ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS

El centro de la hoja se halla surcado por una banda ONO-ESE de "alineación de anomalías geomorfológicas" correspondiente al límite tectónico y morfológico entre las Sierras Marginales y la Depresión de Graus.

Se trata de un límite rectilíneo de gran longitud que se caracteriza por la presencia de estructuras retrocabalgantes sobre los materiales oligomiocenos de la Cuenca de Graus, aunque en su extremo más septentrional la alineación consiste en una franja verticalizada de estratos cretácico-eocenos que limita al SO el diapiro triásico de La Puebla de Castro y constituye la Sierra de Ubiergo.

Este contacto, que da lugar a un escalón morfológico notable, tiene su origen en las etapas compresivas alpinas, pero su trazado rectilíneo sugiere una posible actuación como falla normal o transcurrente en etapas posteriores, quizas neotectónicas, circunstancia apoyada únicamente por la existencia de un terremoto registrado en la zona de Purroy de La Solana.

De todos modos, no se han encontrado evidencias de actividad neotectónica en relación con esta estructura, quizá por la escasez de depósitos cuaternarios en la zona. Además, la sismicidad puede estar asociada con otras estructuras próximas que sí tienen evidencias de actividad reciente o con fenómenos halocinéticos relacionados con la presencia de facies Keuper en las inmediaciones. A esto se añade que el escalón morfológico puede explicarse exclusivamente por el contraste litológico entre los materiales eminentemente carbonáticos de la sierra y los materiales detríticos de la cuenca.

3.- SISMICIDAD

3.- SISMICIDAD

Son escasos los epicentros de terremotos en este sector del Prepirineo. El banco de datos sísmicos del Instituto Geográfico Nacional sólo registra dos eventos en la hoja de Fonz hasta el 30 de Abril de 1995, ambos pertenecientes a la etapa instrumental, lo que permite una mayor precisión en su localización.

El primero de ellos se produjo el 10 de Abril de 1980 en las inmediaciones de Purroy de La Solana (con 3 Km de error epicentral estimado), su epicentro se calcula situado a 5 Km (3 Km de error en profundidad), y su magnitud corresponde a 3.1. Puede relacionarse con la existencia de una línea de fractura NO-SE de gran desarrollo situada en el sector SE de la hoja y que deforma a la superficie de erosión finimiocena, pero también puede tener relación con el límite septentrional de las Sierras Marginales con la Depresión de Graus, un límite tectónico de trazado rectilíneo ONO-ESE a lo largo de más de una decena de kilómetros en la hoja (representado como anomalía geomorfológica), aunque no hemos encontrado indicio alguno de su posible actividad reciente.

El segundo terremoto, acaecido el 6 de Noviembre de 1987, con una magnitud de 2.8 y una profundidad de 5 Km (el error estimado es de 7 Km (¿?)), se localiza en pleno Diapiro de Estada (3 Km de error epicentral estimado). Atestigua la continuidad de la actividad diapírica de esta estructura en la actualidad.

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

Tras las etapas compresivas eoceno-oligocenas que configuran la estructura general del Prepirineo en este sector, y que pueden prolongarse localmente hasta el Mioceno, sobreviene en la región una tectónica de tipo distensivo que se manifiesta fundamentalmente tanto mediante perforaciones diapíricas de la cobertura mesozoico-terciaria por los materiales plásticos del Triásico como por deformaciones de la superficie de erosión finimiocena, así como mediante un diaclasado (poco representado en la Hoja) de los depósitos recientes que denota un régimen de distensión radial.

La actividad de los diapiros comenzó, probablemente, en el Oligoceno, pero en muchos lugares se observan señales de que al menos algunos de ellos han tenido actividad durante el Cuaternario e, incluso, en la actualidad (terremoto en el Diapiro de Estada).

Los fenómenos halocinéticos, no necesariamente ligados al ascenso diapírico, son muy frecuentes en la hoja, tanto en los diapiros triásicos como en numerosos afloramientos no diapíricos de materiales plásticos del Triásico, o en evaporitas eoceno-oligocenas. En la esquina SO de la hoja aflora una porción de la estructura anticinal de Barbastro-Balaguer con núcleo evaporítico. Esta estructura presenta, regionalmente, deformaciones neotectónicas debidas al ascenso diapírico por diferencia de carga litostática entre el núcleo y los flancos. Localmente se encuentran numerosos ejemplos de deformaciones halocinéticas que afectan a depósitos cuaternarios.

En cuanto a la superficie de erosión finimiocena desarrollada en la Sierra de La Carrodilla, se encuentra fracturada, desnivelada y basculada debido al rejuego distensivo reciente de fallas activas durante la compresión. La edad de estas deformaciones corresponde a la época neotectónica (Mioceno Superior-Actualidad).

Un aspecto espectacular de estas deformaciones es la conservación de una superficie de arrasamiento de cierta extensión en una posición sorprendentemente hundida respecto a los relieves adyacentes, desarrollada sobre el denominando Sinclinal de Estopiñán, en la esquina SE de la hoja. La edad de este hundimiento es, seguramente, miocena, y podría haberse prolongado hasta etapas más recientes.

5.- BIBLIOGRAFIA

5.- BIBLIOGRAFIA

I.G.N.- Banco de datos sísmicos

ITGE (1991).- Mapa Geológico Nacional. Escala 1:50.000 (MAGNA). Modelo de hoja. Anexo V: Neotectónica, pp. 55-76. (Inédito).

MARTINEZ, M.B. y POCOVI, A. (1984).- Significado tectónico del peculiar relieve del Sinclinal de Estopiñán (Prepirineo de Huesca). I. Cong. Esp. de Geología, III, 199-206.

REYNOLDS, A.D. (1987).- Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean foreland basin. Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool, 309 pp.

RIBA, O. y LLAMAS, M.R. (1962).- Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca). I Col. Int. sobre las Obras Públicas en los Terrenos Yesíferos. Comunicaciones, t. 5, 107-120. Servicio Geol. de Obras Públicas. Madrid.

SANCHO, C. (1989).- Deformaciones asociadas a la actividad diapírica cuaternaria del Anticlinal de Barbastro (provincia de Huesca). Cuaternario y Geomorfología, 3 (1-4), 35-43.

SANCHO, C. (1990).- Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses. Bol. Geol. y Min. 101 (4), 526-535.

SIMON, J.L.; SERON, F.J. y CASAS, A.M. (1988).- Stress deviation and fracture development under multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. Annales Tectonicae, 2 (1), 21-32.

SIMON, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin. J. Struct. Geol. 11 (3), 285-294.

FOTOGRAFIAS



Foto 1.- Fracturas subverticales en una terraza antigua del Cinca en lo alto de la Urbanización Lariño (estación 1). También se observa un pequeño colapso en la parte derecha (nótese la orientación de los cantos bajo el cuaderno).



Foto 2.- Detalle de una fractura con depósito carbonático asociado afectando a la misma terraza de la fotografía anterior.



Foto 3.- Fracturas verticales subparalelas al escarpe del Cinca que delimitan grandes porciones de terreno que se desprenden. La fracturación afecta al depósito de terraza, pero el proceso de separación de bloques a favor de tales fracturas continúa en la actualidad. Prueba de ello es la presencia de grietas activas que afectan al suelo desarrollado sobre la terraza. Punto de observación 6.



Foto 4.- Depósito de terraza sobre yesos de Barbastro en las inmediaciones de la confluencia de los ríos Vero y Cinca (punto de observación 7). Se aprecia un contacto verticalizado en la parte derecha de la terraza, debido a la actividad diapírica del yeso. También se observan bolsadas de gravas aisladas en el yeso.



Foto 5.- Terraza pleistocena del Cinca formando un sinclinal en la zona de confluencia con el Vero. Posible origen por disolución de los yesos de Barbastro infrayacentes.



Foto 6.- Depósito de coluvión holoceno sobre las margas y yesos triásicos del Diapiro de Estada. Se observan deformaciones en la base del coluvión. Punto de observación 9, junto a Estadilla.



Foto 7.- Fenómenos de diapirismo de materiales triásicos afectando a depósitos recientes. Punto de observación 11, en el Diapiro de Estada.



Foto 8.- Contacto diapírico entre las Facies Keuper y un depósito de terraza en el Diapiro de Estada. Punto de observación 11.



Foto 9.- Diapirismo de las Facies Keuper con deformación de un depósito reciente, quizás holoceno. Punto de observación 12, Diapiro de Estada.



Fot 10.- Contacto subvertical entre arcillas y yesos triásicos y depósito cuaternario. El salto visible es de 5 m. Punto de observación 14, Diapiro de El Grado.

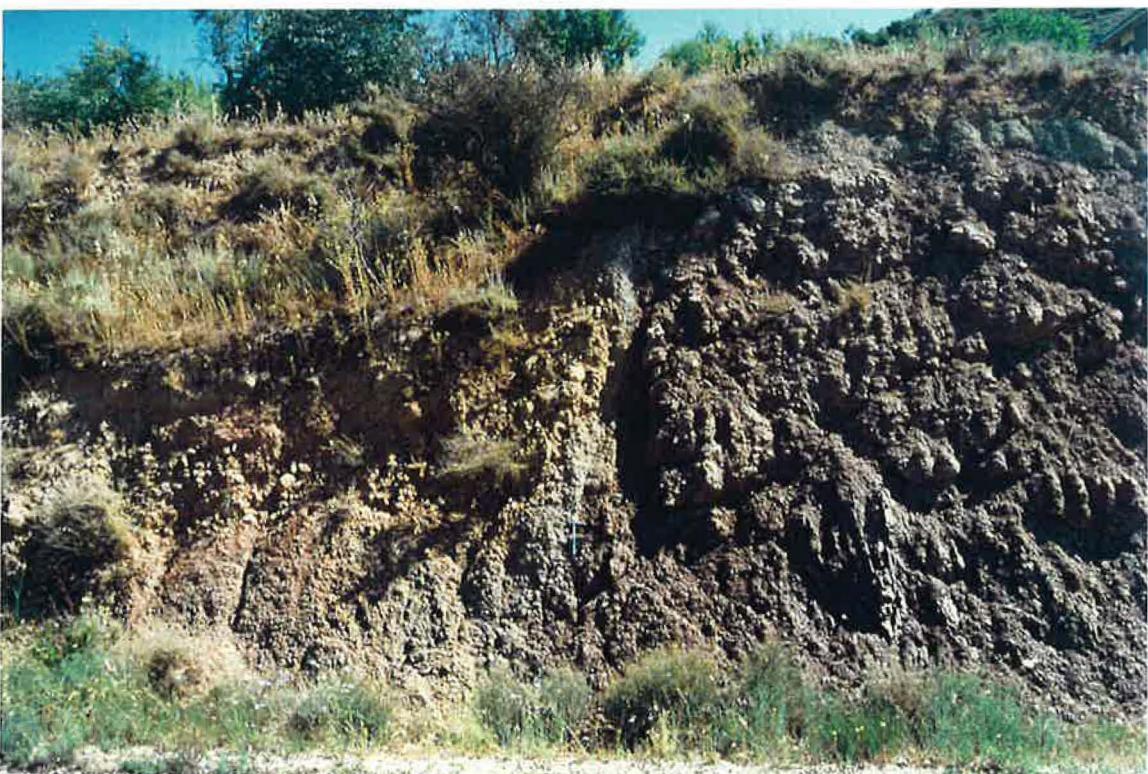


Foto 11.- Falla normal que pone en contacto el Triásico y un depósito de terraza. El salto es de 2,5 a 3 m. Diapiro de El Grado, punto 14.



Foto 12.- Deformaciones subactuales en el firme de la carretera junto a El Grado debidas a la dinámica propia de las margas yesíferas del Triásico (diapirismo, disoluciones, etc.).



Foto 13.- Contacto vertical de un depósito de terraza del Cinca con un depósito de coluvión que sugiere un posible hundimiento por disolución de yesos triásicos infrayacentes. Punto de observación 15, Tres Caminos, en las inmediaciones del Diapiro de El Grado.

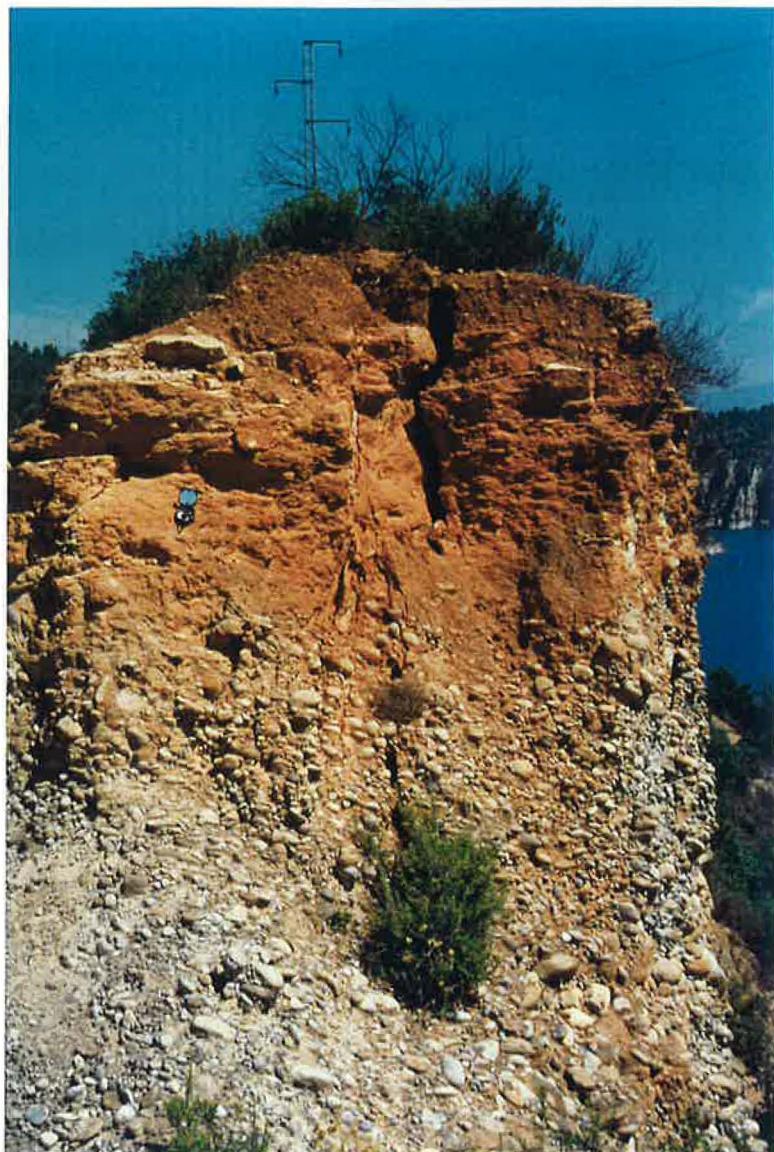


Foto 14.- Fracturas abiertas verticales N-S afectando a una terraza del Cinca y a un suelo rojizo. Tienen un gran desarrollo vertical y son paralelas al escarpe sobre el embalse de El Grado. Punto de observación 16.



Foto 15.- Falla cuaternaria de dirección N020°-030°E con el bloque oriental hundido. En las inmediaciones se observan más fallas subparalelas a ésta y a los estratos de caliza garumniense que afloran unos metros al NO. Punto de observación 17, próximo al Diapiro de El Grado.



Foto 16.- Fractura de dirección N120-130°E que parece afectar a un suelo holoceno. Punto de observación 19, próximo a Ubiergo, en el Diapiro de La Puebla de Castro.



Foto 17.- Superficie de erosión finimiocena con evidente inclinación al NO que indica un basculamiento local en la esquina SE de la hoja (punto de observación 20).

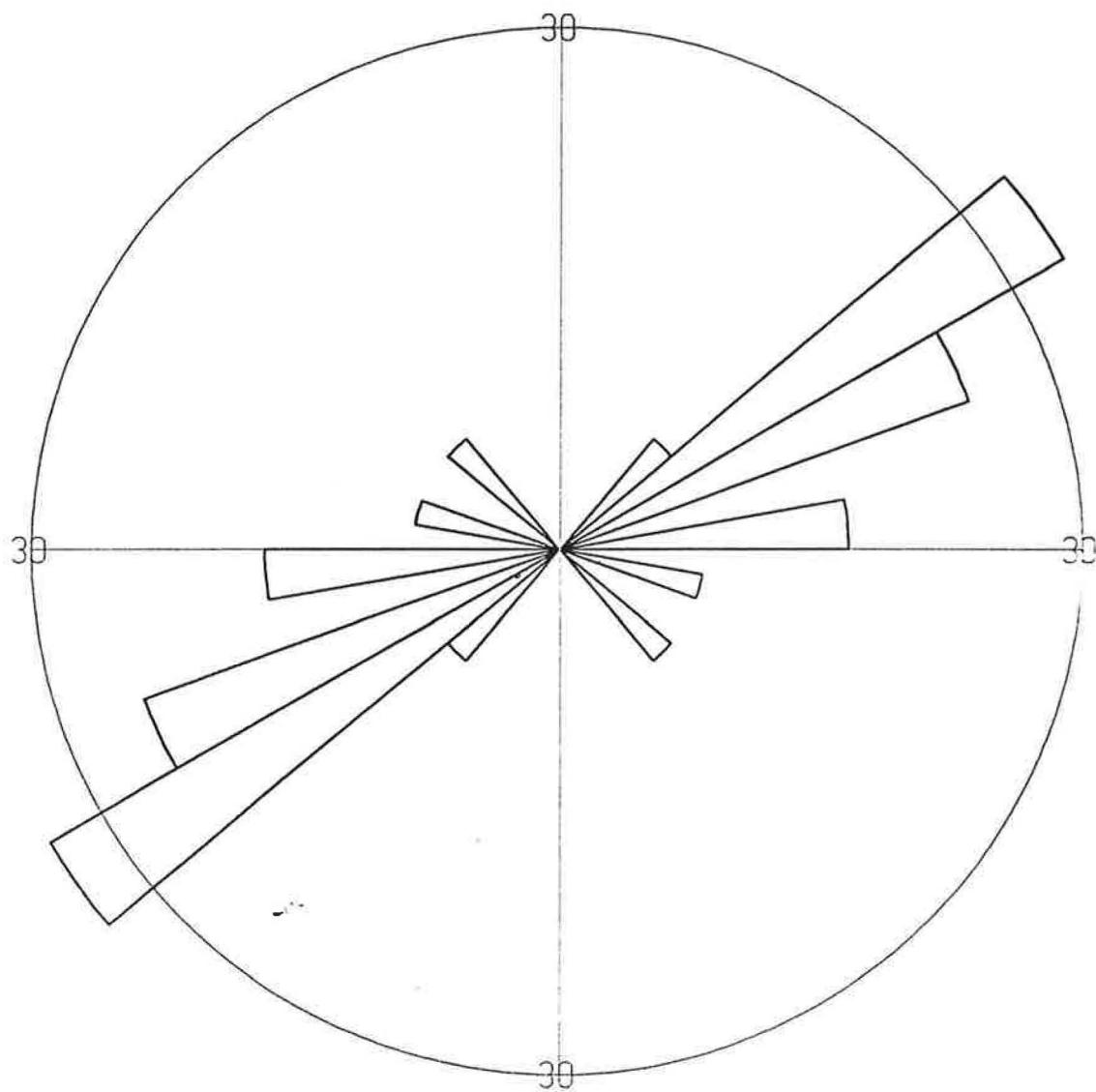
A N E X O

Diagramas en rosa de las poblaciones de diaclasas medidas en las distintas estaciones estudiadas.

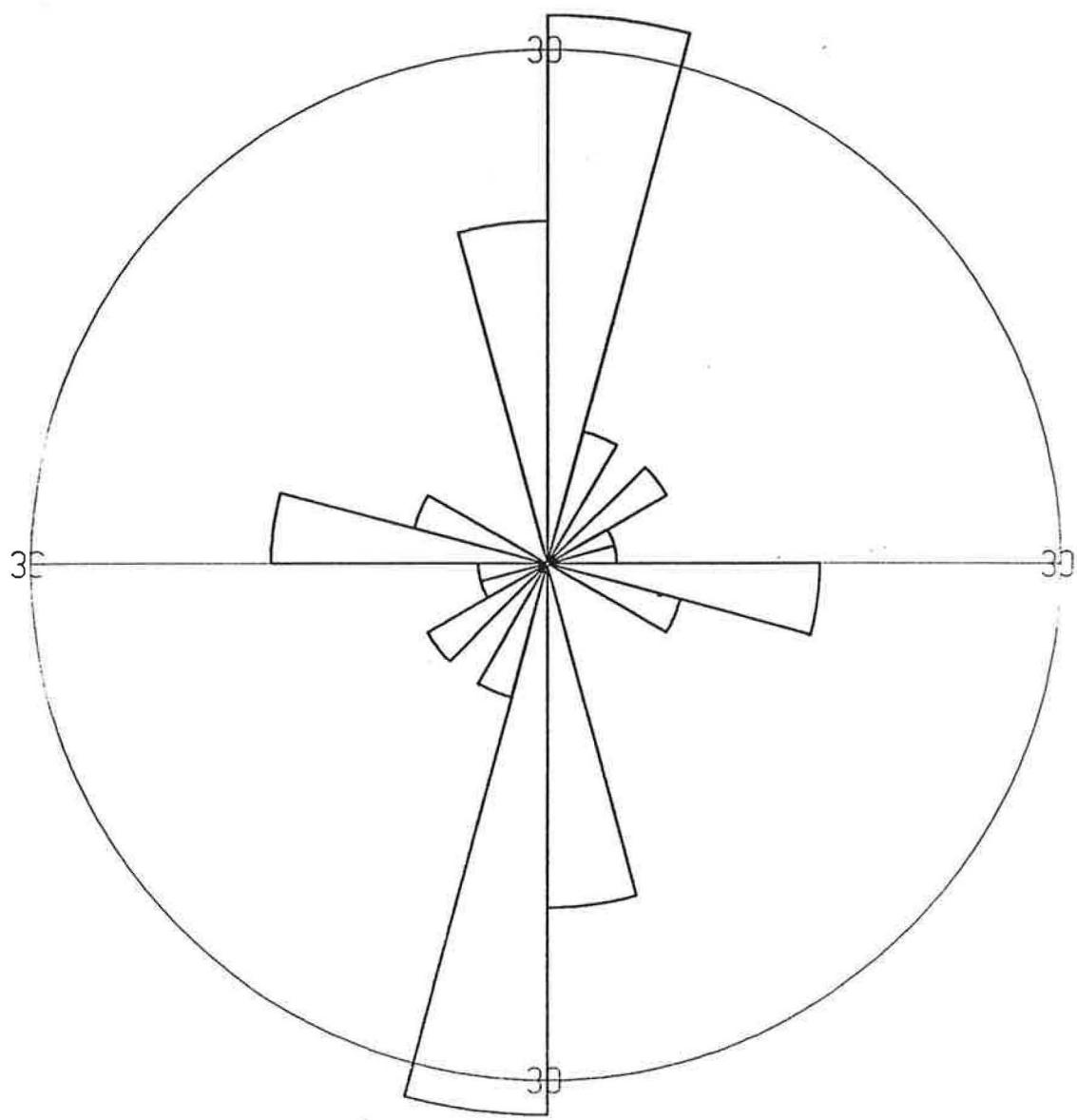
En cada diagrama se representan las direcciones de las fracturas, agrupadas en intervalos de 10° (excepto la estación 2, donde se ha elegido un intervalo de 15°). La longitud de los "pétalos" es proporcional a la frecuencia de las diaclasas contenidas en cada intervalo.

La circunferencia de referencia corresponde al 30% de las medidas de cada estación. En cada estación se han tomado unas 30 mediciones de diaclasas subverticales.

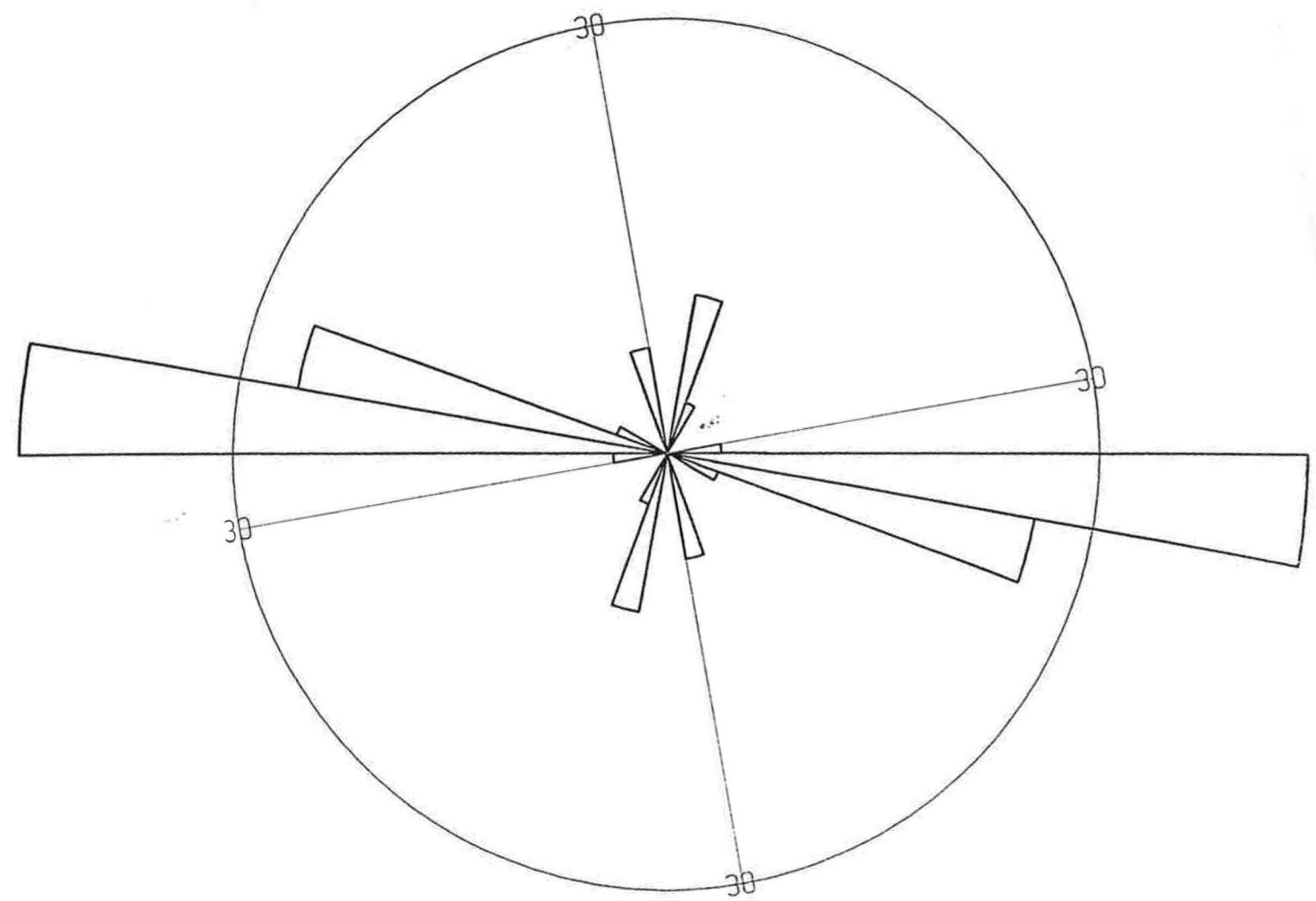
FONZ - 1



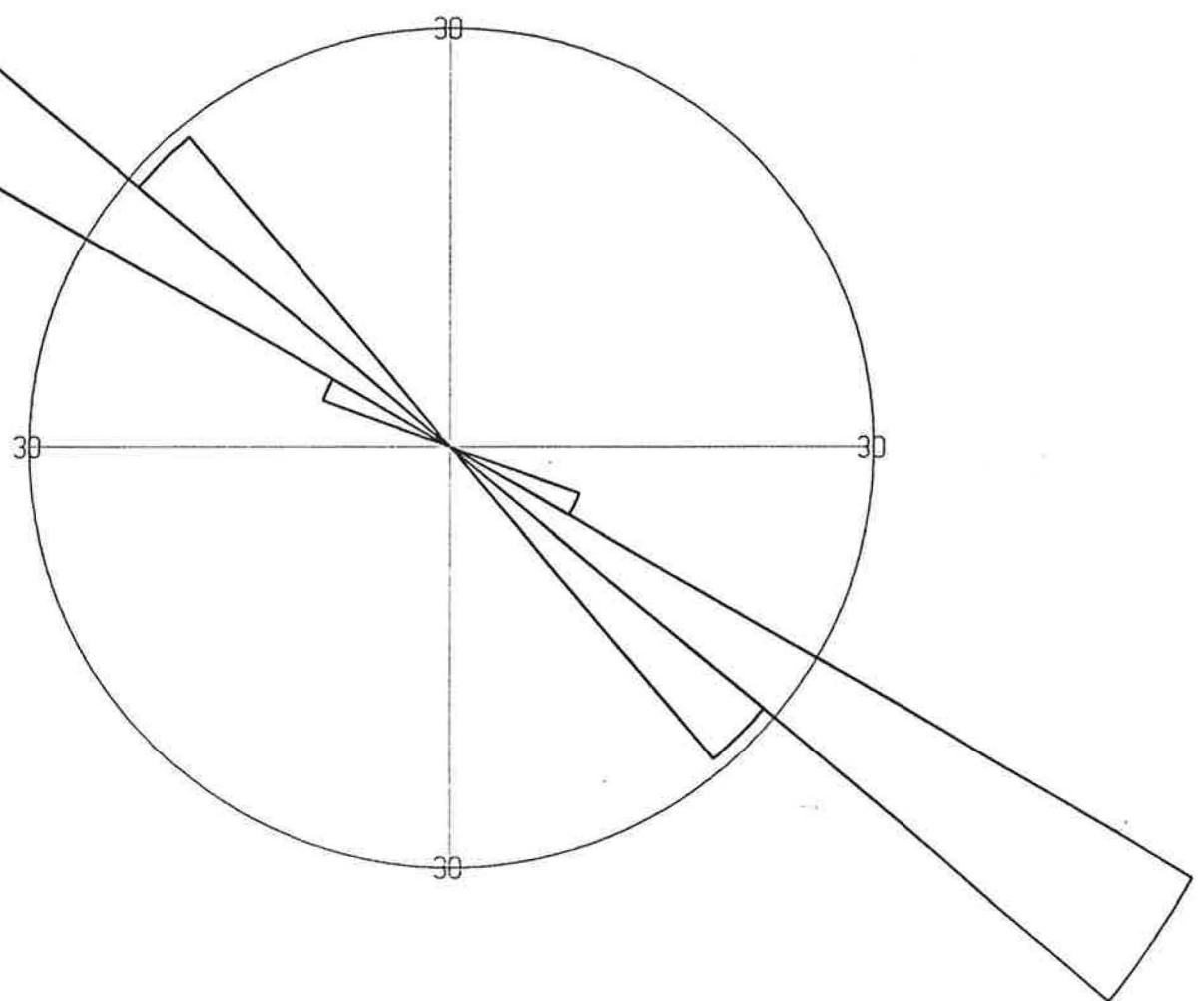
FONZ = 2



FONZ - 3



FONZ - 4



FONZ - 5

