



-20026

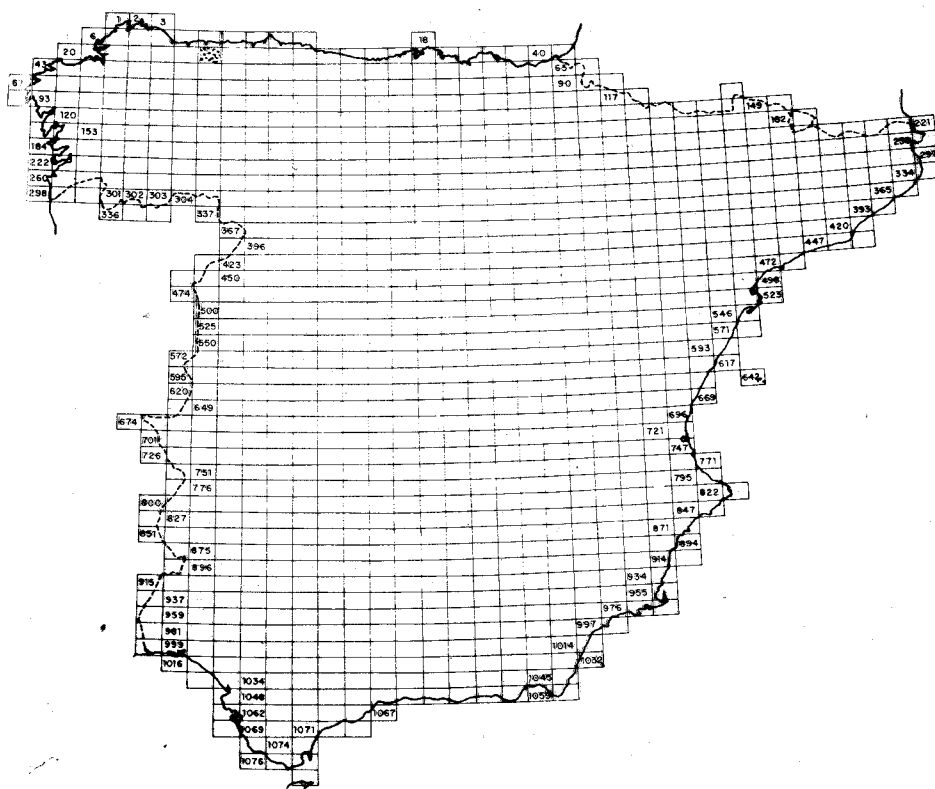
**INI**

empresa nacional adaro  
de investigaciones mineras, s. a.

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

**PROYECTO MAGNA**



**BOAL**

<b>26</b>
10-04

**DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA**

**Año 1.976**

-20026

HOJA 10-04

BOAL

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME SOBRE EL METAMORFISMO Y  
ROCAS IGNEAS EN LA HOJA DE BOAL

Por: FRANCISCO J. MARTINEZ  
Dpto. de Geotectónica,  
Universidad de Oviedo

## INDICE

1. Metamorfismo
  - 1.1. Metamorfismo regional
  - 1.2. Metamorfismo de contacto
  - 1.3. Relaciones cristalización-deformación
2. Metavulcanitas precámbricas
3. Metadiabasas
4. Rocas ígneas
5. Bibliografía



## 1. METAMORFISMO

El área comprendida en esta hoja se encuentra situada desde el punto de vista geológico en la Zona Asturoccidental-leonesa, dentro de las zonas que ha sido dividido el orógeno hercínico en la Península Ibérica (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972). Esta zona en lo que respecta al metamorfismo regional ha sufrido un metamorfismo -- epi o mesozonal que no supera nunca la facies de los esquistos verdes. Dentro de esta facies se puede definir la zona de la clorita -- que ocupa la mayor parte de la hoja. Solamente en áreas muy determinadas, como al Este de la hoja, se llega a alcanzar la zona de la biotita, si es que se considera a ésta relacionada con la evolución del metamorfismo regional y por tanto relativamente precoz en el tiempo. La mayor parte del área, en lo que respecta al metamorfismo regional, se encuentra comprendida dentro de la zona de la clorita, y sólo puntualmente se encuentran paragénesis con biotita. En la -- parte W. de la hoja y directamente relacionadas con el granito de Boal abundan paragénesis con cordierita y más frecuentemente con andalucita (quiasolita) que dan a las rocas en el terreno un aspecto mosqueado o noduloso, incluso llegando a transformarse en cornubianitas en el contacto con el granito.

### 1.1. Metamorfismo regional

Desde el punto de vista de su estructura y textura, los materiales sedimentarios, como consecuencia del metamorfismo y la deformación, se transforman en filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas -- más o menos micáceas. Las paragénesis más frecuentes del metamorfismo regional, considerando en todas ellas el cuarzo como mineral en exceso son las siguientes:

Clorita-moscovita

Clorita-moscovita-albita

Clorita-moscovita-albita-feldespató potásico

Biotita-clorita-moscovita

Moscovita-feldespató potásico-biotita

Biotita-clorita-moscovita-albita

Moscovita-biotita

Moscovita-plagioclasa-biotita

Cloritoide-clorita-moscovita

Granate-clorita-moscovita

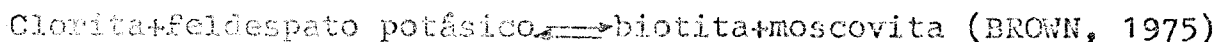
Además de estos minerales, que se les puede considerar como sintomáticos de estas paragénesis, hay cantidades variables de minerales accesorios como: circón, turmalina, calcita, rutilo, apatito, minerales opacos probablemente tipo magnesita o ilmenita y grafito, - muy abundante en las pizarras negras principalmente silúricas.

Dentro de las paragénesis indicadas las tres últimas podrían encuadrarse dentro del metamorfismo de contacto puesto que, en estos casos, la recristalización de la roca, principalmente del cuarzo, - es evidente. Este hecho plantea el problema de la evolución temporal del metamorfismo que se verá más adelante.

Como se observa las paragénesis son banales dentro de la facies de las pizarras verdes y dentro de estas la formada por moscovita-clorita es la más abundante compatible, según ALBEE (1952), con el margen de composición química de la mayor parte de los sedimentos - arenosos o arcillosos. Las paragénesis con cloritoide son principalmente observables en las Pizarras de Luarca, aunque una muestra se encuentra en la Serie de los Cabos y su aparición viene determinada por una composición química favorable, rica en  $\text{FeO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de las pizarras. En una muestra, excepcionalmente, se ha encontrado granate asociado con clorita, dado que presenta sombras de presión muy

bien formadas en relación con la esquistosidad de flujo sería sintectónico precoz y relacionable con la evolución del metamorfismo regional, pero debido a su aparición aislada y a que no se dispone de datos acerca de su composición es prudente no extraer por el momento ninguna conclusión de este hecho.

La biotita es más abundante y se encuentra mejor desarrollada en los niveles cuarcíticos o psamíticos que en los pelíticos. Se trata de láminas de cristalización muy incipiente en secciones generalmente basales o tabulares cortas, orientadas al azar. Su origen podría estar relacionado con un efecto de composición mineralógica de la roca en la que se origina. En estos casos podría pensarse que la presencia casi constante de FK en estos niveles psamíticos favorecería la aportación de este mineral según la reacción:



En los niveles pelíticos parece que la aparición de este mineral podría relacionarse con alguna otra reacción y habría un margen de temperatura más estrecho entre la aparición de la biotita y la de otros minerales progradados como andalucita o cordierita.

## 1.2. Metamorfismo de contacto

Además del metamorfismo regional se observa un metamorfismo esencialmente térmico o de contacto relacionado con la proximidad del granito de Boal y otros cuerpos subyacentes que originan aureolas con andalucita y cordierita principalmente. En el mapa adjunto se ha representado de una forma aproximada la isograda de aparición de la andalucita y se ve que hay dos zonas donde se encuentra este mineral; éstas tienen una forma alargada N-S y están separadas por una estrecha banda, en muchos casos solo hay clorita. En la banda más oriental no se ve relación directa del metamorfismo con ningún cuerpo ígneo aunque es posible que se encuentre subyacente; por otro

lado también es probable la existencia de una fractura limitando - bruscamente el borde oeste de esta zona. Además en un punto aislado en la parte centro-este de la hoja se han encontrado asociaciones - con cordierita retromorfoseada con las mismas características que las que se encuentran en la aureola de contacto del granito, aunque en este caso tampoco se observa ningún cuerpo ígneo relacionado.

Las paragénesis que se han encontrado relacionadas con el meta morfismo de contacto son las siguientes:

Andalucita-biotita-moscovita-cuarzo

Andalucita-(biotita)→clorita-moscovita-cuarzo

Andalucita-biotita→clorita-moscovita-cuarzo

(Andalucita)-biotita→clorita-moscovita-cuarzo

(Cordierita)-(biotita)→clorita-moscovita-cuarzo

Cordierita-andalucita-(biotita)→clorita-moscovita-cuarzo

(Cordierita)→clorita-andalucita-biotita-moscovita-cuarzo

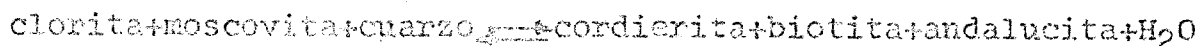
Andalucita-cloritoide-moscovita-clorita-cuarzo

La asociación andalucita-biotita es la más común y ampliamente extendida, la andalucita se presenta como cristales subidiomorfos - con inclusiones carbonosas (quastolita) y la biotita en forma de poiquiloblastos incluyendo cuarzo que se encuentra muy frecuentemente retromorfoseado a clorita, total o parcialmente. En las asociaciones arriba escritas la retromorfosis viene indicada por la flecha y en el caso de que el mineral retromorfoseado se haya transformadado totalmente en su producto secundario, el primero viene expresado entre paréntesis. La retromorfosis en toda esta área es importante y además de la expresada de biotita en clorita, la cordierita se encuentra casi siempre retrogradada a un agregado de pinnita y sericita pudiendo generarse incluso biotita secundaria sobre los primitivos cristales de cordierita. También secundarios y de cristalización tardía existen cristales de clorita blásticos y sobreimpuestos

a la esquistosidad  $S_1$ . Cuando la retrogresión es muy intensa hay blastesis tardía de moscovita en poiquiloblastos orientados al azar que se encuentran nucleados preferentemente sobre cristales preexistentes de andalucita. Hay ocasiones en que la cordierita se encuentra completamente retromorfoseada con generación de clorita y moscovita secundarias, mientras que hay cristales de andalucita que se conservan sin apenas transformación; por otra parte se encuentran nódulos de cordierita, en ocasiones reemplazados por pinnita, que están englobados en andalucitas con estructuras concéntricas y lo mismo sucede con poiquiloblastos de biotita. Todo esto indica que la andalucita cristaliza al menos en parte claramente posterior a la cordierita y a la biotita y a veces incluso en condiciones en que la primera no es estable. Para explicar el caso anterior de retromorfosis de la cordierita hay dos hipótesis por el momento inverificables: a) Un aparte de  $K^+$  relacionado con el emplazamiento del plutón granítico, lo cual a su vez explicaría también la blastesis de moscovita histerógena, que originaría una desestabilización de la cordierita (SEIFERT & SCHREYER, 1970), b) una reacción retrograda del tipo:



que tiene lugar dentro del campo de estabilidad de la andalucita y origina por tanto una retromorfosis de la cordierita siendo sustituida por clorita y moscovita secundarias. Para explicar el crecimiento de la andalucita que rodea a la cordierita, retromorfoseada o no, se ha debido originar en el curso de un metamorfismo progradado y como efecto de la composición química de los sedimentos que permiten primero la génesis de cordierita y posteriormente la génesis de andalucita juntamente con cordierita por una reacción del tipo:



esta reacción señalaría igualmente el límite superior de estabilidad de la clorita en la aureola de contacto. La retromorfosis en estos casos sería por supuesto un fenómeno posterior. En otros casos sería el primer mineral en cristalizar como cristales pleocroicos rodeados de un mosaico de cristales de cordierita y de biotita de cristalización evidentemente posterior. La cristalización de la biotita se observa en ciertas láminas que se originan en relación con los lugares donde hay minerales opacos. Por otra parte, la matriz de la roca se encuentra desprovista de micas alrededor de donde crecen los poiquiloblastos lo cual demuestra que durante su crecimiento ha habido una emigración centimétrica de material hacia donde crecen estos cristales.

Cuando el metamorfismo de contacto afecta a materiales pertenecientes a la Formación Vegadeo y constituidos por calizas y dolomías arenosas o margosas, éstas se transforman en pizarras anfibolíticas o cuarzo-anfibolitas, cuya composición aunque con variaciones modales es: biotita; cuarzo; (tremolita-actinolita, clinozoisita, pistacita). En estas rocas los anfíboles se presentan como poiquiloblastos sobreimpuestos a una matriz cuarzosa con tendencia granoblástica por recristalización de cuarzo.

### 1.3. Relaciones cristalización-deformación

De las relaciones entre cristalización mineral y deformación se puede deducir que el metamorfismo de contacto se realiza fundamentalmente en condiciones estáticas, es decir en ausencia de deformación. Esto se deduce porque los cristales de andalucita-biotita y cordierita fosilizan a la esquistosidad de flujo y a las crenulaciones de 3ª fase. Sin embargo, en algunas muestras se puede observar un acoplamiento de la  $S_1$  alrededor de los cristales de andalucita, biotita y principalmente cordierita, en estos últimos a veces la  $S_1$

incluida se encuentra algo girada respecto a la S-exterior. Para explicar estos hechos podría pensarse en un crecimiento convencional de la andalucita deformando la esquistosidad en su entorno como consecuencia de la presión ejercida por el cristal al crecer; sin rechazar esta posibilidad puede también pensarse en un crecimiento bajo tensión en algunos lugares principalmente para la cordierita y parte de la biotita que son anteriores en el tiempo a la andalucita. Estos minerales pueden haber crecido durante las primeras etapas de emplazamiento del plutón que se ha realizado por intrusión forzada de una forma diapírica, deformando la esquistosidad y la estratificación en su entorno y por tanto probablemente causando deformación de los cristales primitivamente formados; tanto esta hipótesis como la menos probable que consideraría un crecimiento pre o sintectónico en relación con alguna fase tardía de deformación necesitaría ser objeto de una investigación más rigurosa que la realizada hasta este momento.

Respecto a la cristalización mineral en relación con la deformación fuera de la aureola de contacto del plutón de Boal, ésta comienza por la nucleación de cloritas pretectónicas respecto a la  $F_1$ , estas cloritas presentan una esfoliación perpendicular a la  $S_1$ , están dobladas y muestran sombras de presión, en algunas ocasiones se disponen con la exfoliación paralela a niveles psamíticos por lo que parece que mimetizan a la estratificación. También hay algunos blastos de moscovita pretectónicos respecto a  $S_1$  con sombras de presión. La cristalización más importante de clorita y sobre todo de moscovita se realiza sintectónicamente definiendo estos minerales la  $S_1$  en las filitas. El cuarzo se deforma formando granos elongados paralelos a  $S_1$ ; aunque en los niveles psamíticos la esquistosidad no es muy penetrativa y predominan texturas cataclásticas o mortar con un grado de reorientación muy débil. El cloritoide, allí donde se encuentra, es un mineral postectónico respecto a  $S_1$  y no

se ve su relación con  $F_3$ .

Durante las etapas de crenulación ( $F_3$ ), parte de los minerales se reorientan paralelamente a las superficies de esquistosidad  $S_3$  y durante esta fase de deformación continúa la recrystalización de clorita y comienza a cristalizar biotita, puesto que ambos minerales cristalizan orientándose paralelamente a los planos axiales de la crenulación. En toda la parte E. de la hoja la biotita presenta un hábito blástico postectónico, además en esta región los niveles psamíticos muestran un grado de recrystalización estática importante con una poligonitización muy avanzada desapareciendo todo signo de deformación interna en los granos de cuarzo. Todo esto supone que la biotita en este área es debida a una pulsación térmica tardía que podría estar relacionada de alguna forma con el metamorfismo de contacto existente al W. Si esto fuese cierto el plutonismo granítico con su metamorfismo de contacto asociado y el metamorfismo que alcanza la zona de la biotita guardarían ciertas relaciones entre sí, pudiendo ser aquel el resultado final de un proceso térmico que comenzaría a insinuarse en algunas zonas ya durante la fase 3.

En lo que respecta al metamorfismo regional, debido al bajo grado que alcanza, no se puede decir a que tipo correspondería; sin embargo, tanto las posibles reacciones productoras de biotita como, sobre todo, su inserción dentro del contexto regional (CAPDEVILA, 1969) permiten considerarle como el esbozo de un tipo de metamorfismo intermedio de baja presión que alcanza su climax (paragénesis - con biotita) sin o posteriormente a la fase 3.

## 2. METAVULCANICAS PRECAMBRICAS

Dentro de la serie pizarrosa del Narcea, al Este de la hoja, -



se encuentra un nivel de unos cuatro metros de una roca porfiroide que pasa gradualmente a las pizarras del Narcea en las cuales se encuentra intercalada. Macroscópicamente se trata de una roca en la que destacan granos de cuarzo globoso y feldespatos con mayor o menor proporción de una matriz, en la que la clorita es un mineral muy abundante; por disminución de la cantidad de cuarzo y feldespato se realiza una transición gradual a las pizarras.

Texturalmente son rocas porfídicas y esquistosas en las que los porfiroclastos están constituidos por cuarzo y albita, el cuarzo presenta formas ameboidales y golfos de corrosión lo que atestigüa su origen volcánico, y las albitas se presentan como microlitos a veces formando agrupaciones de unos cuantos individuos o principios de texturas en sineusis. Estos minerales se encuentran englobados en una matriz principalmente micácea y también cuarzo-feldespática. Las micas: sericita y clorita son de recristalización metamórfica, definen la esquistosidad de flujo y se amoldan a los porfiroblastos. La cantidad de cuarzo es variable y en algunas láminas los cristales de albita se encuentran englobados en una masa de cuarzo de grano fino con micas subordinadas. En muchas muestras se observa igualmente biotita que cristaliza sintectónicamente en láminas orientadas y también en grandes blastos. Las albitas normalmente muestran crecimientos secundarios metamórficos en las periferias de los mismos lo que les da un hábito blástico, también hay crecimiento de albita en algunas filones. Como minerales accesorios se encuentran apatitos aciculares con morfología de alta temperatura, circón y esfena y, pistacita y calcita sin duda de origen secundario especialmente derivados de la sausrutización de las plagioclasas.

Gradualmente estas rocas pasan a grauvascas feldespáticas, o filitas con mayor o menor cantidad de cuarzo y albita en las que se reconocen aún su carácter vulcano-detritico principalmente en base

a la morfología de los fragmentos detríticos.

Las rocas descritas son totalmente comparables a la formación porfiroide que aflora en el extremo Norte del antiformal del Narcea en Cudillero (BARROIS, 1882; FARBER & JARITZ, 1964; SUAREZ DEL RIO-SUAREZ, 1976) y que algunos autores clasifican como queratófidos y queratófidos cuarcíferos. En este trabajo consideramos este término siempre, pero aplicándolo como característica secundaria, es decir, se interpretan estas rocas como primitivas riodacitas o riolitas albitizadas y transformadas en términos que podrían ser denominados queratófidos en el curso del metamorfismo y la deformación herciniana.

### 3. METADIABASAS

Los afloramientos de estas rocas se sitúan a lo largo de un estrecho corredor limitado por una superficie de cabalgamiento que aflora a lo largo del valle del río Navelgas.

Desde el punto de vista estratigráfico estas rocas se encuentran incluidas dentro de las pizarras de Luarca.

En lo que respecta a su petrografía se trata de una roca basáltica en la que su textura diabásica o subofítica es perfectamente reconocible en determinadas partes, aunque en otras están más o menos esquistosadas. Todas las primitivas paragénesis diabásicas se encuentran completamente retromorfoseadas, siendo la paragénesis más frecuente: albita, actinolita-tremolita, clorita. Contienen cantidades variables de clinozoisita, moscovita, esfena, minerales opacos. El cuarzo es prácticamente ausente de casi la totalidad de las láminas delgadas estudiadas. El anfíbol, de hábito fibroso, es completamente secundario y la albita es subidiomorfa agrupada a veces en sineusis que desde luego son texturas heredadas. La clinozoisita crece sobre las plagioclasas como pequeños granos o bien en agrega

dos xenomorfos, en el primer caso está asociada con moscovita secundaria y sin duda procede de la saussuritización de plagioclasas más básicas. La clorita es un mineral igualmente secundario y producto del metamorfismo.

#### 4. ROCAS IGNEAS: EL GRANITO DE BOAL

El plutón de Boal se encuentra en la parte centro-oeste de la hoja, ocupando una superficie de unos 18 km<sup>2</sup>, ha sido citado y estudiado por diversos autores (BARROIS, 1882; LUCAS MALLADA, 1896; LLOPIS LLADO, 1961) y principalmente por SUAREZ (1970, 1971) que realiza un estudio minucioso del plutón. Tiene forma trapezoidal alargada en dirección N-S con su extremo más agudo apuntando hacia el Sur. Se encuentra intruido dentro de las Pizarras de Luarca y corta el extremo Norte de un anticlinal en cuyo núcleo afloran las cuarcitas ordovícicas.

Macroscópicamente se pueden distinguir dos facies diferentes: una de grano grueso a veces con megacristales de feldespato que presentan inclusiones de Frals y otra de grano fino moscovítica cuyas relaciones con la anterior son contradictorias existiendo múltiples términos de paso entre ellas.

Proyectando su composición modal en un diagrama de STREGKEISSEN (1967) se observa que fundamentalmente su composición gradúa desde granitos a granodioritas (ver SUAREZ, 1971, fig. 12).

Texturalmente son rocas que varían desde hipidiomórficas granulares a alotriomórficas granulares y en algunas láminas tienen tendencia porfídica. Presentan texturas de rocas ígneas como son: sineu- sis de plagioclasas, agrupación de biotita e inclusiones de biotita y plagioclasas zonadas en aquellos casos en que existen megacristales (intrusiones de Frals).

Su mineralogía es relativamente monótona y está compuesta por:

cuarzo, feldespato potásico, albita-oligoclasa-andesina, biotita y moscovita como minerales esenciales. Como accesorios contiene: clorita, rutilo, circón, apatito, esfena y pistacita.

El feldespato potásico es invariablemente una microclina peritítica y la moscovita es más o menos abundante y parece un mineral siempre secundario. Las plagioclasas varían desde albita pura en los bordes de los cristales hasta alcanzar valores de  $An_{40}$  en los núcleos; frecuentemente son subidiomorfos y tienen zonación oscilante y rítmica. En algunas facies, fundamentalmente en las de grano fino y textura alotriomórfica, se desarrolla una albita plástica - que parece corroída por microclina y que a su vez ambas son corroídas por el cuarzo. También hay mirmequitas en algunas plagioclasas, con preferencia en las incluidas en microclina, y en estos casos la albita secundaria corroee en forma ameboidal al feldespato potásico.

La clorita se encuentra como mineral secundario formado a partir de la biotita y es normal en estos casos el desarrollo de óxidos de hierro y de epidota en las líneas de exfoliación.

Por lo que al emplazamiento de este plutón se refiere se puede considerar como un emplazamiento forzado, diapírico puesto que deforma a la esquistosidad y a la estratificación como puede observarse en el mapa. En cuanto al momento de su emplazamiento esto puede considerarse posterior al desarrollo de la esquistosidad de flujo  $S_1$  a la cual corta y deforma; igualmente a partir de los datos de láminas delgadas puede observarse que los minerales de metamorfismo de contacto engloban a la esquistosidad de crenulación de 3ª fase por lo que el emplazamiento debe considerarse como fundamentalmente posterior a la 3ª fase de deformación.

De acuerdo con sus características petrográficas el granito de Boal puede ser incluido dentro del grupo de granitos de tendencia alcalina, cuyo origen es mesocrustal debido a anatexia húmeda

y cuyo emplazamiento es postectónico; sería comparable a los granitos del Grupo G<sub>3</sub> de CAPDEVILA (1969). Sin embargo hay algunos detalles contradictorios con un origen puramente mesocrustal como es la ausencia de fases aluminicas y su tendencia geoquímica ligeramente calcoalcalina (SUAREZ, 1971) y su nivel somero epizonal de emplazamiento que supone un magma suficientemente sobrecalentado como para tener importante capacidad de ascenso. Debido a estos hechos no -- puede descartarse un origen más profundo, quizás por anatexia seca infracrustal si bien después a lo largo de su ascenso ha podido sufrir hibridación por contaminación con los niveles corticales que -- atraviesa.

##### 5. BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. (1952).-- Comparison of the chemical analysis of sedimentary and metamorphic rocks (abs.). Geol.Soc.Am.Bull., vol. 63, pp. 1229.
- BARROIS, Ch. (1882).-- Recherches sur les terrains anciens de Asturies et de la Galice. Mém.Soc.Geol.Nord., vol. 2, n° 1, 630 pp. Lille.
- BROWN, E.H. (1975).-- A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. J.of Petrol., vol. 16, pp. 258-271.
- CAPDEVILA, R. (1969).-- Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. Montpellier, 430 pp.
- FÄRBER, A. & JARITZ, W. (1964).-- Die geologie des westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). Geol.Jb., vol. 81, pp. 679-738.

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst.Geol.Min. España.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt.Forsch., nº 6, pp. 78-92. (Traducido por: J.Mª Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. Pub.Extr.Geol.España, vol. 5, pp. 149-166).
- MALLADA, L. (1896).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cámbrico y Silúrico. Mem.Map.Geol.Esp., t. 2, 515 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1961).- Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio. Brev.Geol.Astur., año V, nº 3-4, pp. 3-52, Univ. de Oviedo.
- SEIFERT, F. & SCHREYER, W. (1970).- Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 kb, water pressure: a redetermination. Cont.Mineral. and Petrol., vol. 27, pp. 225-238.
- STREGKEISEN, A.L. (1967).- Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Mineral.Abh., vol. 107, nº 2-3, pp. 144-240.
- SUAREZ, O. (1970).- Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). Tesis Doct. Univ.Salamanca, 283 pp.
- (1971).- Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España). Studia Geol., Univ. de Salamanca, vol. 2, pp. 93-113.
- SUAREZ DEL RIO, L.M. & SUAREZ, O. (1975).- Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). Estudios Geológicos, vol. 32, nº 1, Madrid.

HOJA 10-04

BOAL

INFORMACION COMPLEMENTARIA

ANALISIS DE LAS FORMAS ORIGINADAS POR LA  
SUPERPOSICION DE LOS PLIEGUES MAYORES DE  
1<sup>a</sup> Y 3<sup>a</sup> FASE

Por: J.A. PULGAR



INDICE

1. INTRODUCCION.
2. LAS PROPIEDADES GEOMETRICAS DE LAS FORMAS FINALES DE LOS PLIEGUES.
3. ANALISIS DEL MODELO DE INTERFERENCIA RESULTADO DE LA SUPERPOSICION DE LOS PLIEGUES F. 1 Y F. 3.
4. EL CONTROL EJERCIDO POR LAS ESTRUCTURAS DE 1ª FASE SOBRE EL TIPO Y LOCALIZACION DE LOS PLIEGUES SUPERPUESTOS DE 3ª FASE.
5. BIBLIOGRAFIA.

## 1. INTRODUCCION

El sector comprendido dentro de la hoja, se sitúa dentro de la llamada Zona Asturoccidental-leonesa, en la cual se han distinguido 3 fases principales de deformación (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). La 1ª fase de deformación da lugar a pliegues de todos los ordenes de dimensiones, acompañados por una esquistosidad de flujo, generalizada por toda la zona. La 2ª fase de deformación se manifiesta por una serie de cabalgamientos, que cortan las estructuras originadas durante la 1ª fase y presenta, algunas veces, estructuras menores asociadas (pliegues menores y esquistosidad de crenulación). La 3ª fase de deformación da lugar al replegamiento general de las estructuras anteriormente formadas y conduce al establecimiento de la estructura general tal como se puede observar en la actualidad. Las deformaciones que tienen lugar con posterioridad a esta 3ª fase, modifican poco la estructura a escala cartográfica y se manifiestan principalmente por estructuras de pequeñas dimensiones.

De esta sucesión de acontecimientos podemos ver que dos de las fases principales de deformación (las fases 1ª y 3ª) dan lugar a pliegues a escala cartográfica. La interferencia de estos dos sistemas de pliegues, separados en el tiempo, da lugar a formas finales de geometría más o menos complejas, hecho, por otra parte, muy común en cualquier cadena de plegamiento, como ha sido puesto de manifiesto por diversos autores, entre otros HOLMES & REYNOLDS (1954), WEISS & MCINTYRE

(1957), WEISS (1955, 1959), RAMSAY (1962, 1967), CAREY (1962), O'DRISCOLL (1962, 1969), JULIVERT & MARCOS (1973), MARCOS (1973) etc. La deformación producida por los pliegues de 3ª fase (F. 3) da lugar a la modificación de la geometría de los pliegues de 1ª fase (F. 1), por lo cual, a partir de las formas finales a escala cartográfica, es difícil reconstruir cual era la geometría original de estas estructuras. Lo mismo puede decirse respecto a la posición de los pliegues y esquistosidad F. 1, que será notablemente alterado por efecto del plegamiento posterior. Algunas deducciones al respecto, podrían obtenerse utilizando otros elementos, tales como: características de los pliegues menores, estimaciones de intensidad de la deformación, etc., pero sólo estudiando los modelos de interferencia exhibidos podremos deducir el grado de modificación y por tanto obtener una imagen más preciosa de las características de las primeras estructuras.

Por otro lado, las estructuras F. 3 están fuertemente condicionadas por la naturaleza de las estructuras anteriores, que dan lugar a la existencia de superficies de anisotropía en posiciones muy diversas, que controlan el tipo y la localización de las estructuras F. 3.

El objeto de este informe es el análisis de las formas que se originan por superposición de los pliegues mayores de F. 1 y F. 3, con el fin de establecer el modelo de interferencia y obtener conclusiones respecto a las características de ambos sistemas de pliegues. Un análisis de este tipo ha sido

realizado, para el conjunto de la Zona Asturoccidental-leonesa por MARCOS (1973).

## 2. LAS PROPIEDADES GEOMETRICAS DE LAS FORMAS FINALES DE LOS PLIEGUES

A escala cartográfica, se destacan una serie de antiformales y sinformales, algunos de los cuales pueden seguirse por distancias bastante grandes (ver p.e. MARCOS, 1973).

El sector E. de la hoja está constituido por un amplio afloramiento de Serie de los Cabos, con una estructura más bien simple (ver corte que acompaña la hoja), formando el flanco W. de un gran antiformal, en el cual aflora los materiales precámbricos: el antiformal del Narcea.

Más al W., se puede diferenciar una serie de antiformas, en cuyo núcleo aflora la Serie de los Cabos, separados por unas amplias zonas sinformales ocupadas por los materiales del Ordovícico medio y superior. El trazado cartográfico de estos pliegues es bastante simple, en el caso de los antiformales, no apreciándose evidencias cartográficas de que exista ningún tipo de interferencia. Sin embargo las secciones transversales de estos pliegues muestran una geometría compleja resultado de la interferencia de los sistemas F. 1 y F. 3, ver fig. 1.

Las zonas sinformales ya muestran mayor complicación cartográfica, pudiendo llegar a observarse algunas formas cartográficas debidas a la interferencia de ambos sistemas. Así, en la zona sinformal de Parlaro-Oneta, se puede observar claramente algunos pliegues F. 1 en la Cuarcita de Sabugo reple

gadas por pliegues F. 3, ver p.e. los pliegues al Norte y al Sur de Parlero. En otros casos, esta complejidad estructural no se ve reflejada a la cartografía por la ausencia de niveles estratigráficos de referencia, como es el caso del gran afloramiento de pizarras de Luarca que ocupa el sector más oriental de la hoja. Sin embargo, aún en este caso las estructuras pueden ser reconstruidas usando como superficies de referencia la esquistosidad F. 1, pudiendo apreciarse claramente como las superficies de esquistosidad  $S_1$  se encuentran en posiciones diversas, tanto inclinadas al W. como subverticales o incluso basculadas al E. (ver fig. 1). Es decir que la posición actual de la esquistosidad  $S_1$  no es original, sino, el resultado de la deformación producida por la fase 3.

La dirección de los ejes de los pliegues F. 3 es aproximadamente la misma que la de los ejes de pliegues F. 1, es decir que ambos sistemas de pliegues son aproximadamente homomaxiales. Este hecho nos viene confirmado si consideramos estadísticamente la orientación de las lineaciones  $L_1$  (lineación de intersección de  $S_1$  con  $S_0$ ) y  $L_3$  (lineación de creanación o intersección de  $S_3$  con  $S_1$ ), que aparecen formando ángulos bajos, prácticamente cero (ver MARCOS 1973).

Como se puede ver en los cortes representados en la figura 1, las secciones transversales de los pliegues muestran claramente su superficie axial, marcada por la esquistosidad  $S_1$ , plegada resultando pliegues con formas finales "en gancho". Esto es particularmente claro para el caso del anticli

nal de Villayón. Los pliegues F. 3, afectando a la esquistosidad de flujo  $S_1$ , son siempre pliegues asimétricos, lo cual parece indicar que la posición original de la  $S_1$  no era horizontal sino que debía inclinarse, con ángulos bajos, hacia el W.

También se puede observar en la figura 1, la localización precisa de los pliegues F. 3 en relación a la F. 1. Podemos ver como siempre hay coincidencia de anticlinal F. 3 sobre anticlinal F. 1. De igual modo es clara la influencia de la longitud de onda del pliegue F. 3. Comparar por ejemplo las longitudes de onda de ambos sistemas en los anticlinales de Villayón y Doiras.

### 3. ANÁLISIS DEL MODELO DE INTERFERENCIA RESULTADO DE LA SUPERPOSICIÓN DE LOS PLIEGUES F. 1 Y F. 3.

Los modelos de interferencia, obtenidos por superposición de dos sistemas de pliegues, dependen de las orientaciones relativas de los componentes de estos sistemas. RAMSAY, (1962, 1967) establece tres tipos básicos de interferencia, siendo los demás casos intermedios entre estos tres tipos. Este autor utiliza unas relaciones angulares para la caracterización de cada uno de los modelos de interferencia básicos, concretamente el ángulo  $\alpha$  entre los ejes de los dos sistemas de pliegues y el ángulo  $\beta$  que forman la línea contenida en el plano axial y perpendicular al eje de los pliegues superpuestos.

tos con la línea normal al plano axial de los primeros pliegues. Aplicando estas relaciones angulares al caso de los pliegues que estamos aquí considerando, se puede ver que las formas obtenidas por superposición de los pliegues F. 1 y F. 3 dentro de la hoja de Boal corresponde al tipo 3 de las establecidas por RAMSAY ( $\alpha \approx 0$  y  $\beta < 70^\circ$ ) (fig. 2). Este modelo de interferencia se desarrolla en sus formas más típicas en el caso de pliegues acostados replegados por otros pliegues de planos axiales fuertemente inclinados (fig. 3A). Este es el caso de algunos modelos de interferencia observables dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, como p.e. la sección a través del Manto de Mondoñedo (ver p.e. MATTE, 1968), sin embargo, las formas finales de los pliegues, que nosotros estamos considerando, muestran secciones bien diferentes (ver fig. 1). Esto se puede explicar, si asumimos que los pliegues iniciales, en este sector, no eran isoclinales, sino que eran pliegues vergentes al E., pero asimétricos con el flanco occidental más largo en relación con el oriental. La superposición es entonces más difícil de detectar, y lo será tanto más cuanto mayor vaya siendo el ángulo. MARCOS (1973) muestra como varía la sección transversal de las estructuras originadas por superposición de los pliegues F. 1 y F. 3 al variar el ángulo (fig. 3).

Se puede ver como con este mismo modelo de interferencia pero considerando que los primeros pliegues son asimétricos, obtenemos las típicas formas "en gancho" observables en las

formas finales de los pliegues mostrados en la fig. 1 (comparar con la fig. 4).

#### 4. EL CONTROL EJERCIDO POR LAS ESTRUCTURAS DE 1ª FASE SOBRE EL TIPO Y LOCALIZACION DE LOS PLIEGUES SUPERPUESTOS DE 3ª FASE

Como hemos visto, se pueden delimitar tres tipos básicos de modelos de interferencia, en función de las relaciones angulares  $\alpha$  y  $\beta$ , correspondiendo el modelo representado en esta hoja al denominado por RAMSAY (1967) Modelo de Interferencia del Tipo 3. Pero hay otros factores que, dentro del mismo tipo de interferencia, pueden hacer variar la forma de las secciones finales. Así, desde el punto de vista teórico, podemos considerar un mismo tipo de pliegues iniciales a los cuales le superponemos un mismo tren de ondas, pero haciendo variar la posición de los pliegues superpuestos en relación a los iniciales. Este caso está representado en la figura 5, donde, a los pliegues iniciales (fig. 5A), se le superpone un mismo tren de ondas (fig. 5B, C, D, E). Las secciones finales obtenidas por interferencia de los dos sistemas (fig. 5B', C', D', E') son bien diferentes, con una ligera variación de la posición relativa de los elementos de ambos sistemas, manteniendo constantes las relaciones angulares.

Esto es un modelo teórico, en el cual las líneas de referencia se comportan de un modo pasivo y no tendrían influencia en la constitución del modelo. Cualquiera de las solucio



nes teóricas tienen las mismas posibilidades de desarrollarse. En un caso más real, las capas que se pliegan sí tendrán influencia en el desarrollo del modelo de interferencia y no todas las posibilidades teóricas se desarrollaran por igual, sino que unas formas tenderán a ser predominantes.

Si observamos las secciones finales en la fig. 5, se puede ver que las formas D' y E' comportan una mayor deformación en las zonas anticlinales con respecto a las zonas sinformales, a la inversa de lo que sucede en las formas B' y C'. Esto quiere decir que si se tienen una serie de pliegues iniciales con el material más competente en los núcleos anticlinales (Serie de los Cabos) y el material menos competente en los núcleos sinclinales (Pizarras de Luarca), las formas finales que tenderán a predominar serán las que conlleven una menor deformación interna en el material más competente. Según esto, en el caso que estamos considerando, tendrían más facilidad de desarrollo las formas tipo B' ó C', con lo cual la localización del pliegue superpuesto nos vendría controlada por la naturaleza del pliegue inicial. Lo cual explicaría la localización de los pliegues de 3ª fase que se pueden observar en los cortes de la fig. 1.

Lo mismo podría decirse por lo que respecta a la longitud de onda de los pliegues de 3ª fase, que como se puede observar claramente en la fig. 1 viene claramente controlada por la longitud de onda de los pliegues iniciales.

Otra serie de características geométricas de los nuevos pliegues son también controlados por la existencia de unos pliegues iniciales:

- Las superficies axiales de los nuevos pliegues mostrarán diferentes posiciones resultado de que las superficies sobre las que se desarrollan los nuevos pliegues presentaban diferentes orientaciones.
- La simetría de los pliegues superpuestos depende también de la posición de las capas previamente plegadas y por tanto se podrán desarrollar pliegues con diferentes grados de asimetría o pliegues entre la capa y la superficie axial de los nuevos pliegues.

Los pliegues mayores de 3ª fase que dibuja la esquistosidad de flujo de 1ª fase son generalmente asimétricos lo cual apoya la suposición de que los pliegues iniciales F. 1 tendrían vergencia hacia el E. con las superficies axiales inclinadas al W.

### 5. BIBLIOGRAFIA

- GARREY, S.W. (1962). - Folding. Alberta Soc. Petroleum Geologists Jour., vol. 10, pp. 33-144.
- HOLMES, A. & REYNOLDS, D.L. (1954). - The superposition of Cambrian folds on older fold systems in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. Geol. Mag., vol. 91, pp. 417-444.

- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).-- Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zona (Hercynian cordillera, NW Spain). Am. Jour. Sci., vol. 273, pp. 353-375.
- MARCOS, A. (1973).-- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trabajos de Geología, nº 6, Univ. de Oviedo.
- MATTE, Ph. (1966).-- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Grenoble, Lab. Geol. Sci., Travaux, vol. 44, 127 pp.
- O'DRISCOLL, E.S. (1962).-- Experimental patterns in superimposed similar folding. Alberta Soc. Petroleum Geologists Jour., vol. 10, pp. 145-167.
- (1964).-- Interference patterns from inclined shear systems. Canadian Petroleum Geologists Bull., vol. 12, pp. 279-310.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).-- La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- RAMSAY, J.G. (1962).-- Interference patterns produced by the superposition of folds of "similar" type. Jour. Geology, vol. 60, pp. 466-481.
- (1967).-- Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 563 pp.

- WEISS, L.E. (1955).- Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. Am. Jour.Sci., vol. 253, pp. 225-236.
- (1959).- Geometry of superposed folding. Geol.Soc.America Bull., vol. 70, pp. 91-106.
- & MCINTYRE, D.B. (1957).- Structural geology of Dalriadan rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. Jour. Geology, vol. 65, pp. 575-602.

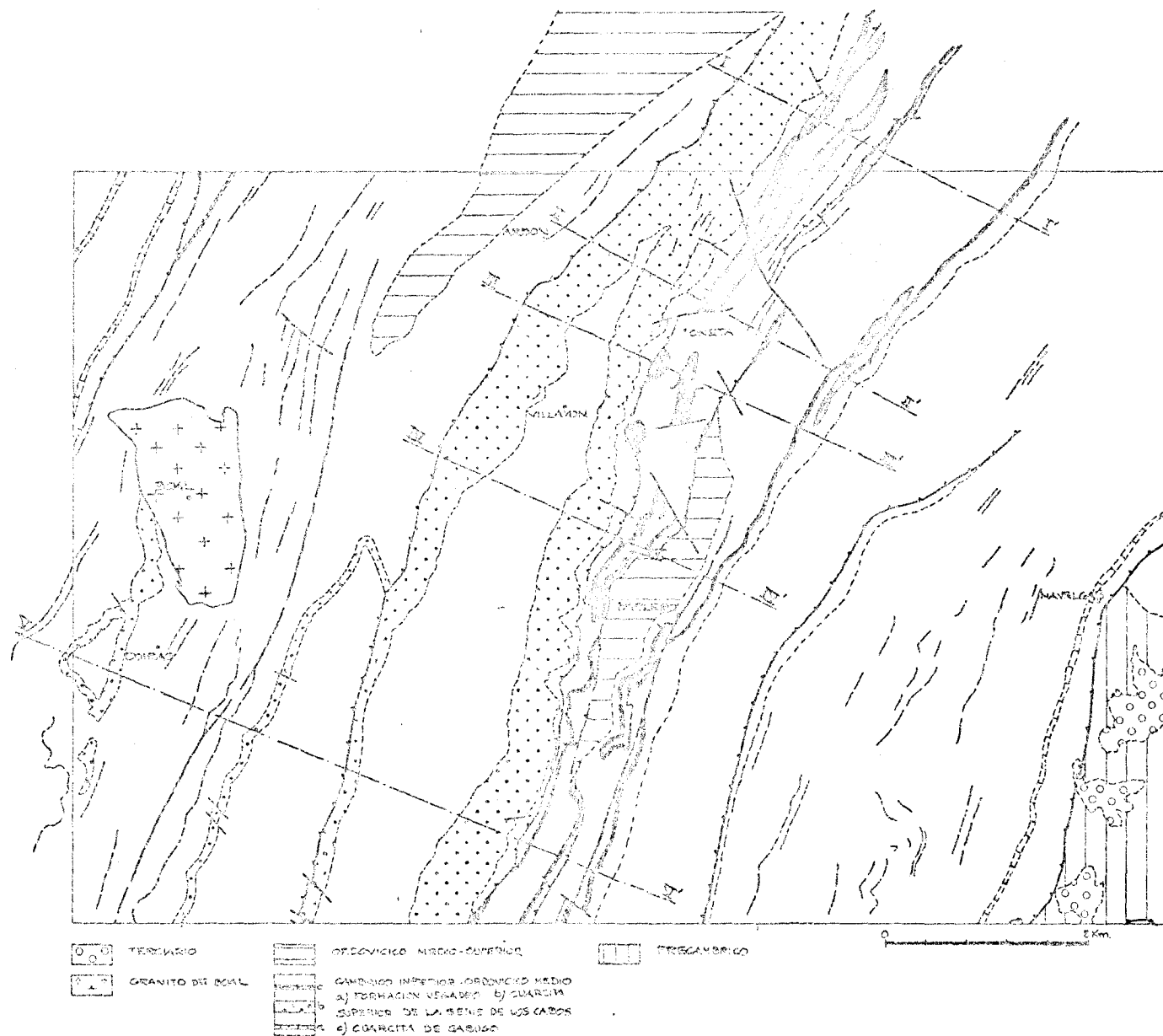
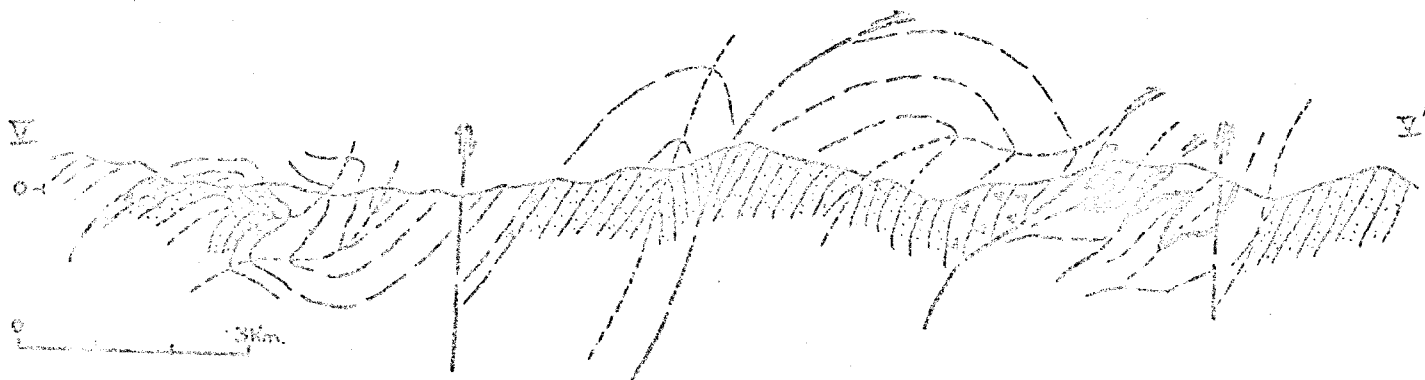
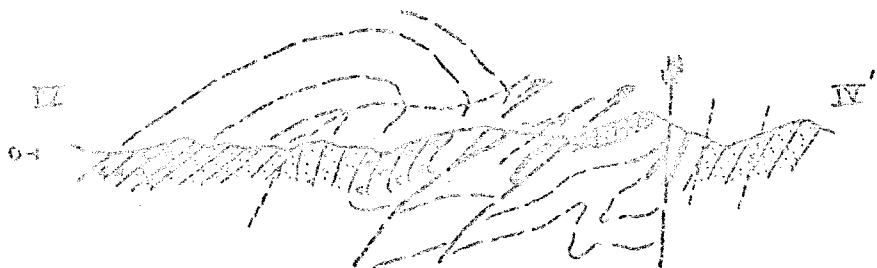
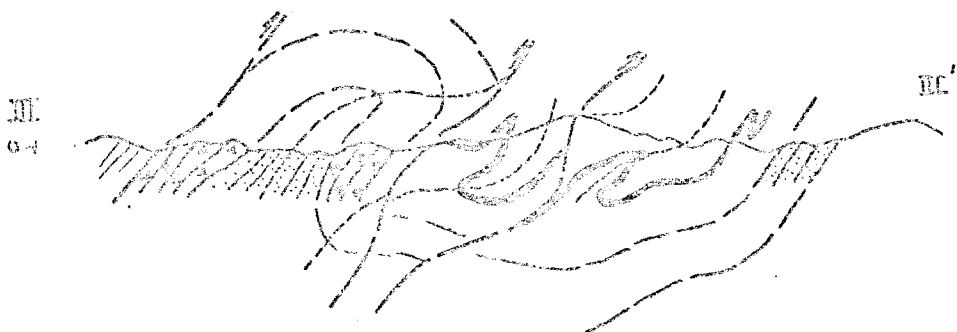
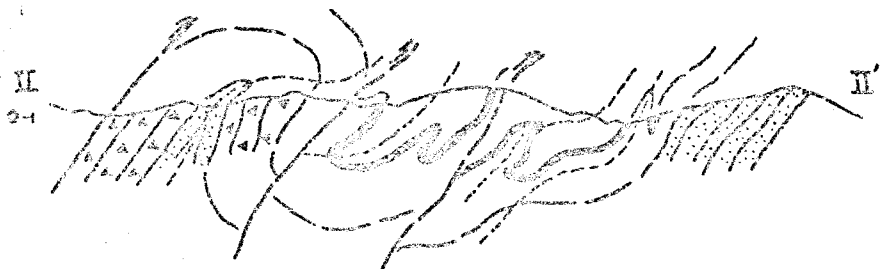


FIGURA 1



FIGURA 1








-  TIRAZADO DE LA ESMISTOSIDAD S<sub>1</sub>
-  ORDOVICICO MEDIO SUPERIOR
-  CUARCITA DE BADUELO
-  CUARCITA SUPERIOR DE LA SERIE DE LOS CAJOS
-  SERIE DE LOS CAJOS

FIGURA 2

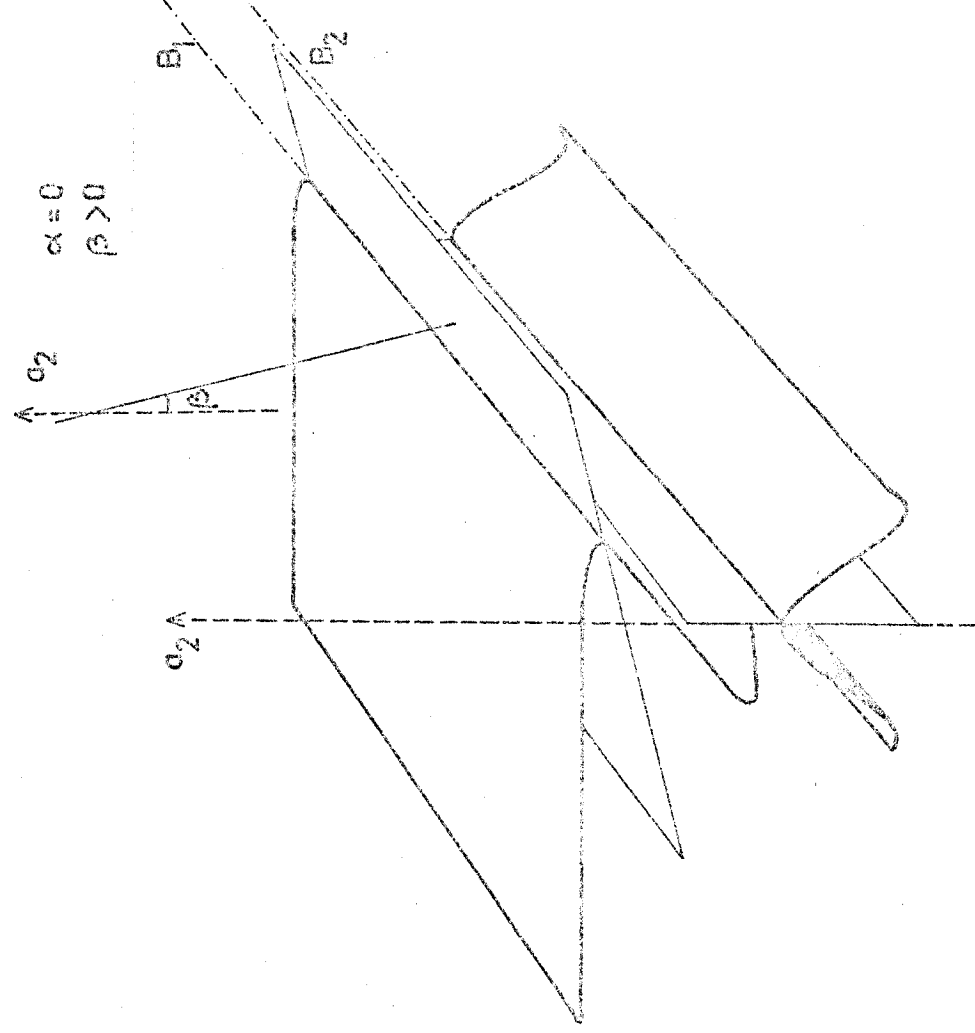


FIGURA 3

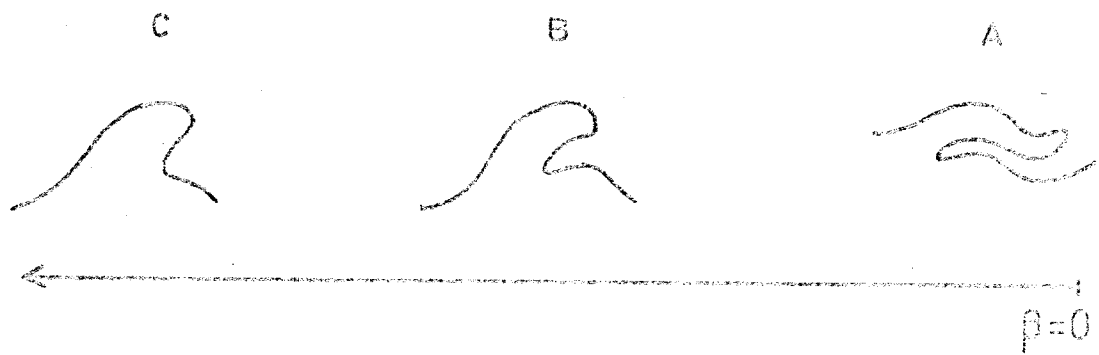




FIGURA 4

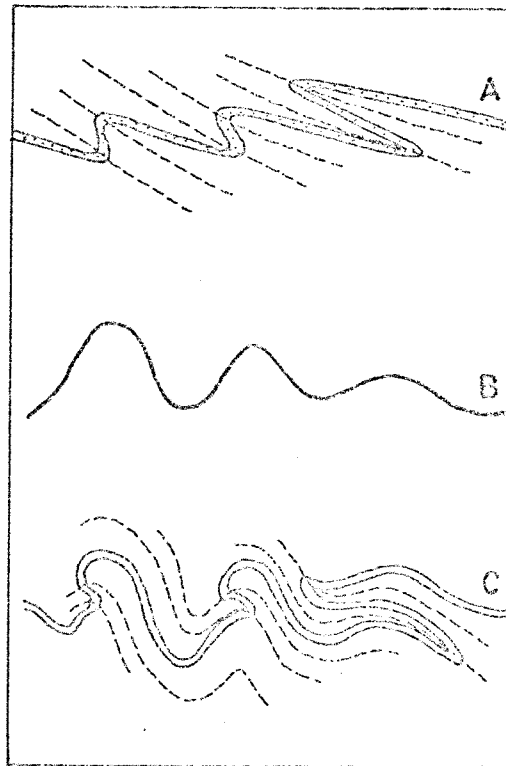
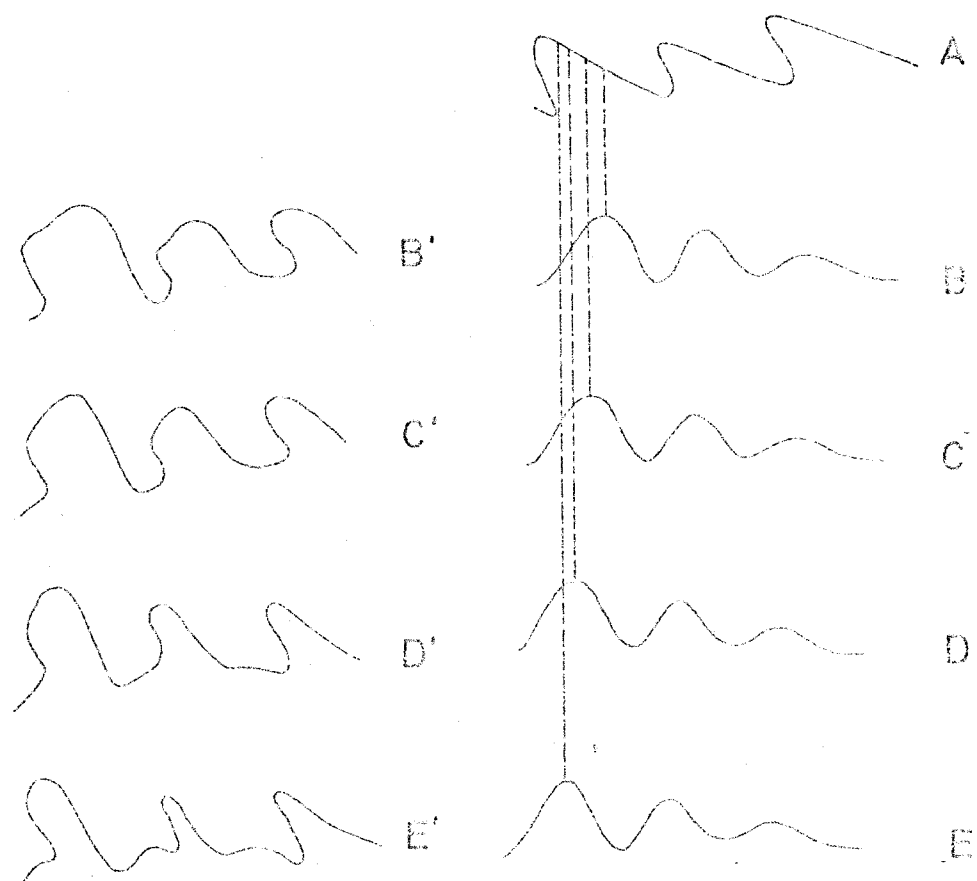


FIGURA 5





HOJA 10-04

BOAL

INFORMACION COMPLEMENTARIA

YACIMIENTOS MINERALES EN RELACION  
CON EL GRANITO DE BOAL:  
ENSAYO DE SINTESIS

Por: A. PEREZ-ESTAUN  
Universidad de Oviedo

INDICE

1. Introducción
2. Características del Granito de Boal
3. Los depósitos minerales
4. Comparación con otras mineralizaciones relacionadas con granitos hercínicos en el NW. de la Península Ibérica.
5. Bibliografía

## 1. INTRODUCCION

El objeto de este informe consiste en el estudio de las mineralizaciones presentes en el granito de Boal bajo el punto de vista de los conocimientos regionales. Existen, a este respecto, numerosos trabajos sobre mineralizaciones en relación con granitos hercínicos en el NW. de la Península Ibérica. No se trata aquí de realizar un estudio sistemático sobre el tipo de yacimientos o paragénesis sino de interpretar éstos en el contexto regional.

LLOPIS LLADO (1961) realizó un estudio de gran valor sobre el plutón de Boal y sus yacimientos de wolframio. Este trabajo y observaciones personales son las bases bajo las que se va a elaborar una breve descripción acerca de las características de la mineralización.

En cuanto a los trabajos que hacen referencia a mineralizaciones y su relación con granitos hercínicos del NW. de la Península Ibérica merece destacar los de WESTERVELD (1956) SCHERMERMORN (1956), OEN INGSOEN (1958), BRINK (1960), PRIEM (1962), YPMA (1966), SAAVEDRA & PELLITERO (1975).

## 2. CARACTERISTICAS DEL GRANITO DE BOAL

El plutón de Boal presenta un afloramiento de unos 18km<sup>2</sup> y se encuentra intruido en las Pizarras de Luarca y en una pequeña parte en las cuarcitas de la Serie de los Cabos. Ha sido estudiado por muchos autores, principalmente por LLOPIS (1961) y por SUAREZ (1970, 1971). Macroscópicamente presenta una facies con grano grueso y otra con grano fino, existiendo términos de paso entre ellas. Su composición va desde granitos típicos a granodioritas.

La mineralogía de este plutón está compuesta por: cuarzo, feldespato potásico, albita-oligoclasa-andesina, biotita y moscovita. Como minerales accesorios contiene: clorita, rutilo, circón, apatito, esfena, pistacita.

El feldespato potásico es una microclina peritítica y la moscovita parece un mineral secundario. Las plagioclasas van desde albita pura en los bordes hasta An<sub>40</sub> en los núcleos.

De acuerdo con sus características petrográficas, el granito de Boal puede ser incluido dentro de los granitos con tendencia alcalina, cuyo origen es mesocrustal y su emplazamiento postectónico. Sería comparable a los granitos del grupo G<sub>3</sub> de CAPDEVILA (1969). Respecto al origen mesocrustal existen ciertos problemas (ausencia de fases aluminicas, tendencia ligeramente calcoalcalina y su nivel epizonal de emplazamiento) y podría considerarse la posibilidad de un origen más profundo, si bien a lo largo de su ascenso ha podido sufrir hibridación por contaminación.

### 3. LOS DEPOSITOS MINERALES

La mayor parte de las mineralizaciones tienen lugar en filones de cuarzo y muy esporádicamente en diques de tipo aplítico y pegmatítico. Los diques de cuarzo, generalmente subverticales, presentan direcciones variadas aunque dominan los de dirección NE-SW. Algo similar sucede con los diques de tipo aplítico o pegmatítico con la salvedad de que en este caso, dada su mayor escasez, es difícil poseer datos estadísticos precisos. Las mineralizaciones son más frecuentes en los diques que se encuentran en el granito que en aquellos que atraviesan las Pizarras de Luarca. Las explotaciones mineras, por otra parte, se sitúan y se han situado con ante-



rrioridad en la parte N. del afloramiento del granito de Boal.

Los minerales que más frecuentemente se encuentran asociados a los filones de cuarzo son: la moscovita, clorita, feldespatos, scheelita, wolframita, mispíquel y casiterita (fig. 1). La forma de presentarse en los filones ha sido representada en la figura 2. Los dibujos de la fig. 2 han sido extraídos del trabajo de LLOPIS (1961) ya que son suficientemente ilustrativos por lo que a distribución de minerales se refiere. Los esquemas a, b y c de dicha figura corresponden a filones encajados en el granito, mientras que el d, corresponde a un filón encajado en pizarras.

En los siguientes párrafos se van a describir de forma breve los minerales presentes en los filones.

**Cuarzo.** Forma los filones cuyo espesor más frecuente es de 20 a 40 cms. aunque hay algunos que alcanzan los 3 m. Se trata de cuarzo lechoso, de aspecto graso y más o menos traslúcido. En general, se presenta de forma masiva, aunque en algunas cavidades se localizan formas idiomórficas de pequeño tamaño. El periodo de cristalización de este mineral es el más largo de todos los presentes.

**Moscovita.** Este mineral es relativamente frecuente en zonas o venas con scheelita. Es también frecuente en las salbandas de los filones y podría proceder junto con la clorita y otros feldespatos de la degradación de rocas de tipo pegmatítico (LLOPIS, 1961, pag. 18).

**Feldespatos.** Se encuentran en gran parte reemplazados por sericita. Acompaña a las zonas con scheelita y wolframita.

**Mispíquel.** No es un mineral frecuente. Suele aparecer dentro de los filones de cuarzo y de forma dispersa por lo

que su periodo de cristalización pudo comenzar muy temprano. También (fig. 2, d) se le ha observado en el centro de venas de cuarzo, lo cual indicaría que el periodo de cristalización ha debido ser muy amplio y terminar tarde.

Casiterita. Es un mineral raro. Suele encontrarse asociado a wolframita y scheelita (filón de la Faya, por ejemplo) y localizados en las salbandas de los filones. Suele considerarse a este mineral como formado en las etapas más tempranas de cristalización ya que es un mineral de alta temperatura, no obstante, su relación con la wolframita y la scheelita no parece indicar esto.

Scheelita. Se presenta macroscópicamente en forma de pequeños cristales en las salbandas de los filones y también en diaclasas y fracturas. Para LLOPIS (op. cit.) esta scheelita no estaría asociada con el cuarzo y su génesis sería posterior y ligada a pegmatitas intruidas en el borde de filones. No parece, sin embargo, que existan muchas evidencias que soporten esta idea, ya que si bien su cristalización es posterior al cuarzo (no se encuentra en el interior de los filones) el modo de disponerse evidencia claramente la relación con el mismo. Por otra parte, la presencia de scheelita en las salbandas de diques de cuarzo encajados en granitos alcalinos es frecuente en el NW. de la Península Ibérica.

Wolframita. Se presenta como cristales fibrosos y radiales. Suele aparecer en las salbandas de los filones y también en forma de venas atravesando los filones de cuarzo.

#### 4. COMPARACION CON OTRAS MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON GRANITOS HERCINICOS EN EL NW DE LA PENINSULA IBERICA.

Son relativamente frecuentes las mineralizaciones de Sn

y W relacionadas con granitos hercínicos en la Península Ibérica. No han sido muchos, sin embargo, los trabajos de síntesis realizados en torno a este tema; cabe destacar los trabajos de algunos autores como BRINK (1960), PRIEM (1962) e YPMA (1966).

El primer problema planteado en el conocimiento de estas mineralizaciones fue determinar que tipos de granitos guardan relación con el Sn y el W. Para algunos autores estas mineralizaciones estarían asociadas a granitos postectónicos de biotita (THADEM, 1965; WESTERVELD, 1956), sin embargo, esta relación no es directa. Según YPMA (1966), las mineralizaciones se relacionan con los granitos hercínicos de dos micas (BRINK, 1960; PRIEM, 1962) aunque se comprende que cuando un yacimiento de W o Sn entra en el área de un granito posterior, es movilizado. De este modo, en el NW. de la Península existirían unos yacimientos primarios de Sn y W y otros rejuvenecidos. Los yacimientos primarios estarán, en general, relacionados con granitos alcalinos o de tendencia alcalina.

Desde el punto de vista teórico, para que un granito sea más o menos rico, metalogeneticamente hablando, hacen falta aparte de factores petrológicos, geoquímicos o estructurales (SAAVEDRA & PELLITERO, 1975), unas ciertas condiciones de emplazamiento. Así, se admite que cuando los granitos cristalizan a una profundidad mayor a unos 8 km (25 kb), la cristalización puede ser tranquila y los elementos volátiles se dispersan en los diferentes minerales (TAUZON, 1967). Por el contrario, cuando la presión disminuye debido a un emplazamiento granítico en niveles elevados, la solubilidad de los elementos volátiles disminuye y pueden ser transportados dando lugar a yacimientos.

El granito de Boal se ajusta en parte a las características arriba reseñadas. Por una parte es un granito de dos micas de tendencia alcalina ( $G_3$ ) y de origen mesocrustal como lo son otros granitos relacionados con mineralizaciones de Sn y W en la Península Ibérica. Por otro lado, el emplazamiento del granito de Boal tiene lugar en niveles epizonales lo cual permite la existencia de yacimientos.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- BRINK, A.H. (1960).-- Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. Com.Serv.Geol.Portugal, vol. 43, pp. 5-143.
- CAPDEVILA, R. (1969).-- Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1961).-- Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio. Bol. del Inst. de Estudios Asturianos, Año II, nº IV, pp. 3-52.
- OEN ING SOEN. (1958).-- The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal. Thesis Univ. - Amsterdam, 179 pp. Publicado en: Com.Serv.Geol.Portugal, T. XL (1959).
- PRIEM, H.N.A. (1962).-- Geological, Petrological and Mineralogical investigations in the Serra do Harao region, northern Portugal. Thesis Univ. Amsterdam, 156 pp.

- SAAVEDRA, J. & PELLITERO, E. (1975).- Factores geoquímicos y petrológicos en la génesis de yacimientos de Sn y W -- asociados a rocas plutónicas ácidas. Tecniterrae, nº 5, pp. 8-15.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956).- Igneous, metamorphic and ore - geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (northern Portugal). Com.Serv.Geol.Portugal, vol. 37, pp. 1-617.
- SUAREZ, O. (1970).- Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-leonesa (NW. de España). Tesis, Universidad de Salamanca.
- (1971).- Estudio petrológico del plutón de Boal. Studia Geológica, vol. II, pp. 93-113.
- TAUZON, L.V. (1967).- Geochemical behaviour of rare elements during crystallization and differentiation of granitic magmas. Geochem.Internat., vol. 4, pp. 1067-1075.
- THADEN, D. (1965).- Características de mineralização hipogénica estano-wolframítica portuguesa. Bol.Ord.Eng., vol. 10, pp. 61-81.
- WESTERVELD, J. (1956).- Roches eruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. Geol. in Mijnbouw, vol. 18, pp. 94-105.
- YPMA, P.J.M. (1966).- Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España). Leidse Geol.Mededeelingen, vol. 36, pp. 279-291.

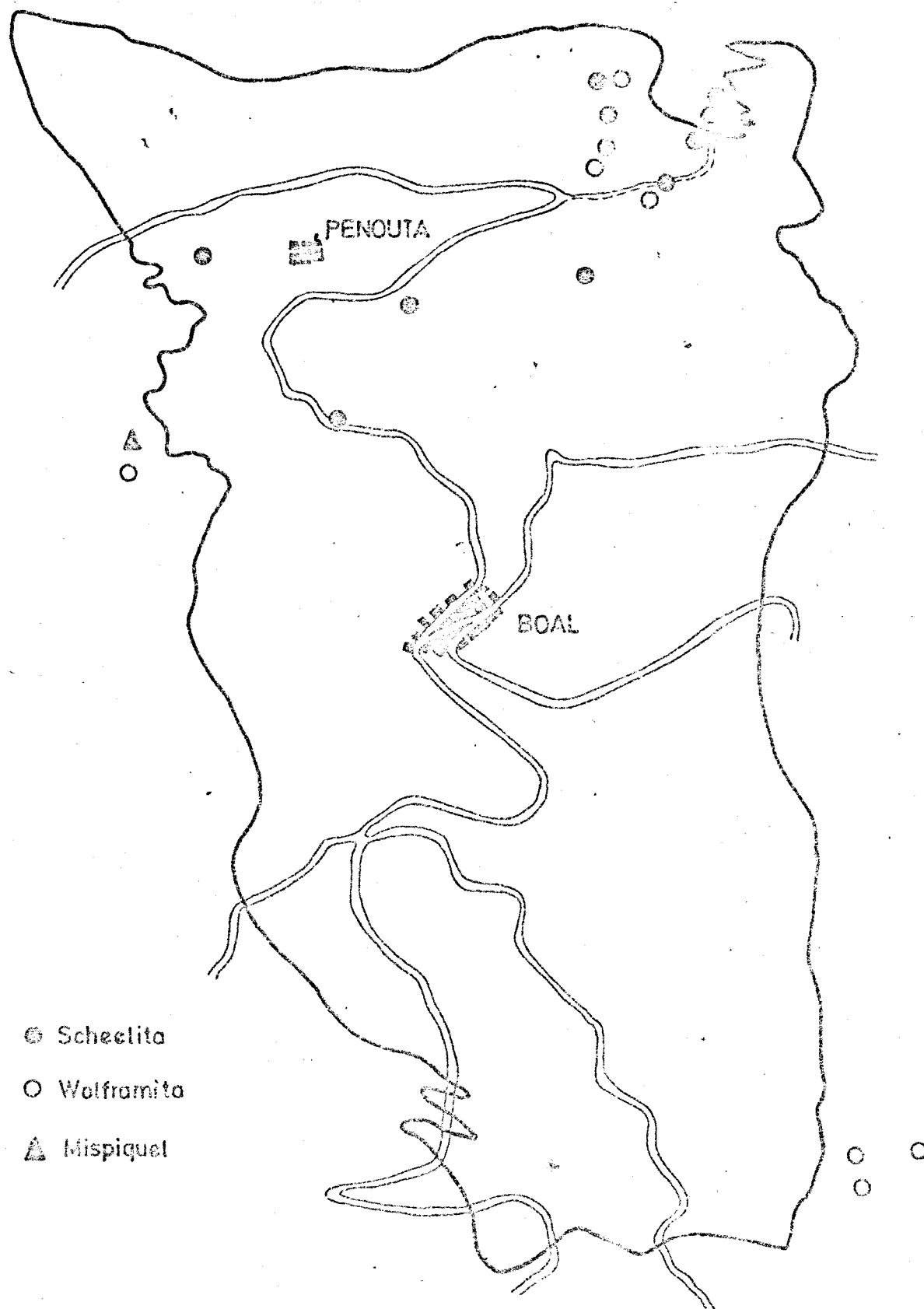


Fig.1.-Mapa de indicios minerales basado en LLOPIS LLADO (1951)

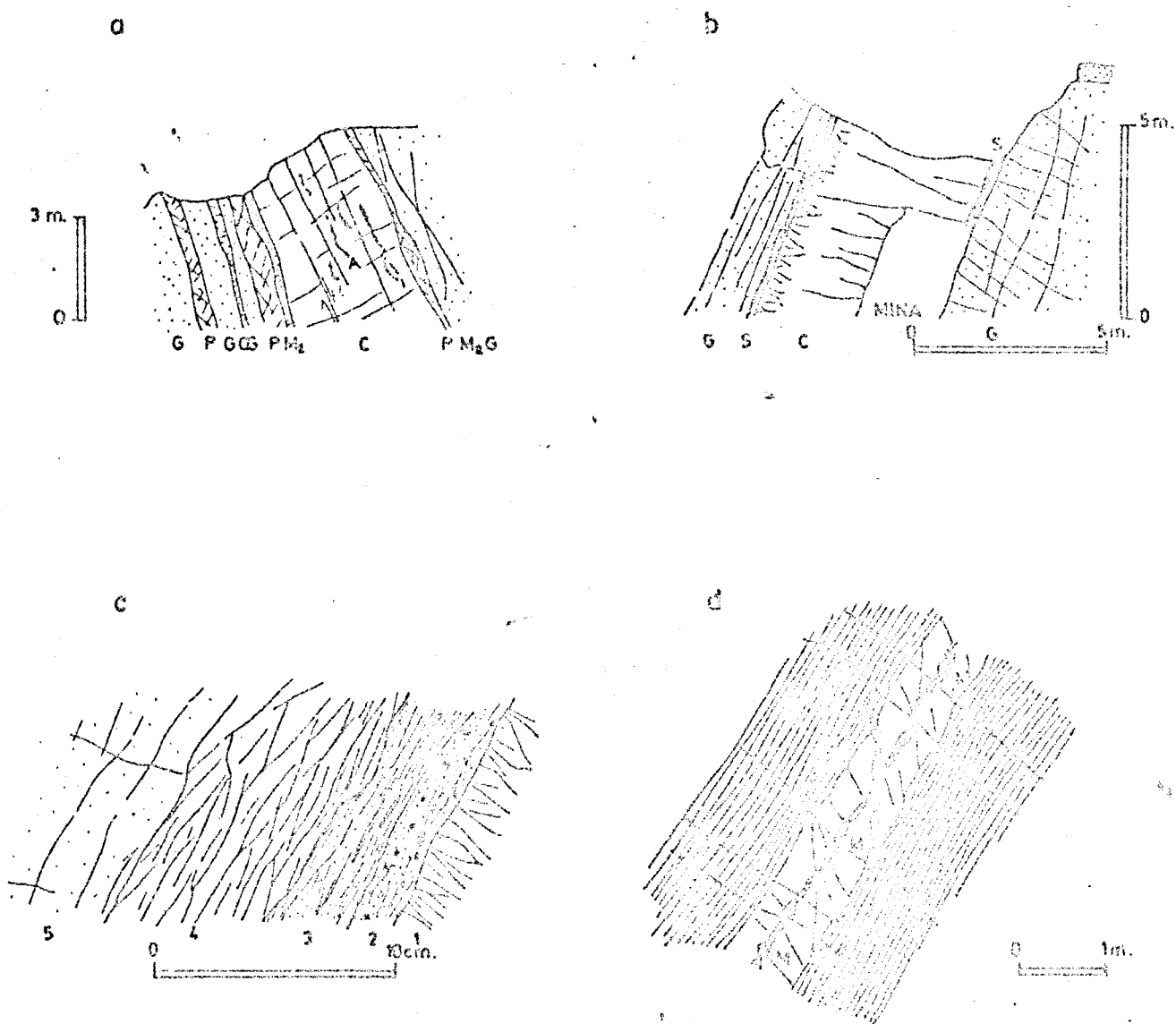
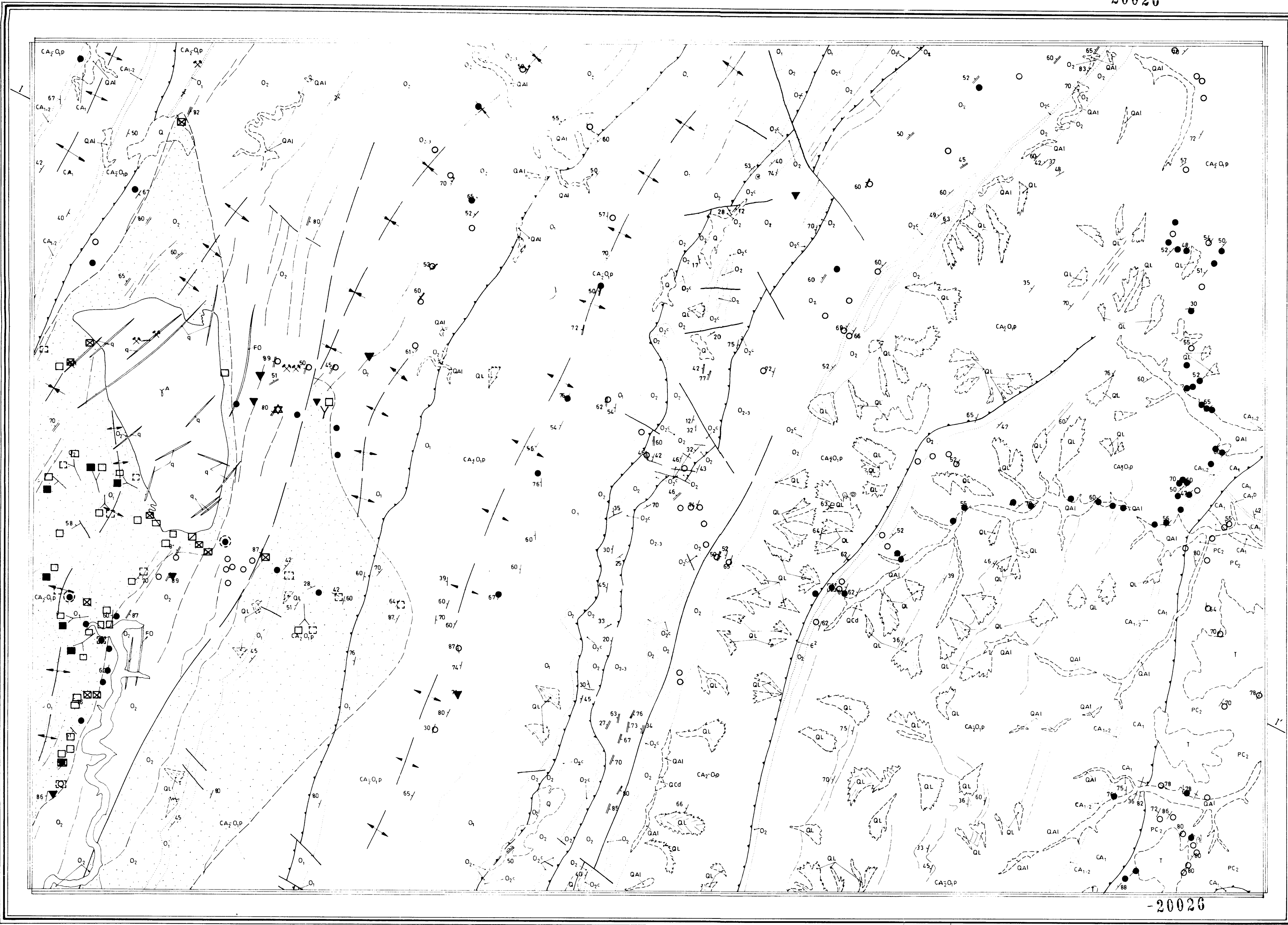


Fig. 2.- Detalle de algunas zonas mineralizadas según LLOPIS (1961). a) Detalle del filón de La Faya. G - granodiorita; P - pórfido; C - cuarzo; M<sub>1</sub> - salbanda porfídica con Scheelita; M<sub>2</sub> - salbanda porfídica con Scheelita, wolframita y casiterita; A - mispíquel. b) Filón de cuarzo en Penouta. G - granodiorita; C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> - cuarzo; S - salbandas ricas en Scheelita. c) Detalle de la salbanda del dique de cuarzo anterior. 1 - zona de cristal de roca; 2 - zona con plagioclasas, moscovita y Scheelita; 3 - zona de Scheelita con moscovita y arcillas; 4 - granodiorita brechificada; 5 - granodiorita normal. d) Estructura del filón de cuarzo wolframífero del yacimiento de El Pato (Villar de S. Pedro). M - mispíquel; W - wolframita.

# MAPA MINERALES INDICE DE METAMORFISMO BOAL

## 10-04 (26)

-20026



-20026

○ Clorita    ▼ Cloritoide    ● Biotita    ⊙ Biotita retromorfoseada    □ Andalucita    ⊠ Andalucita retromorfoseada    ■ Cordierita    [ ] Cordierita retromorfoseada    ★ Granate

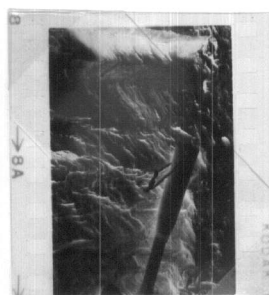


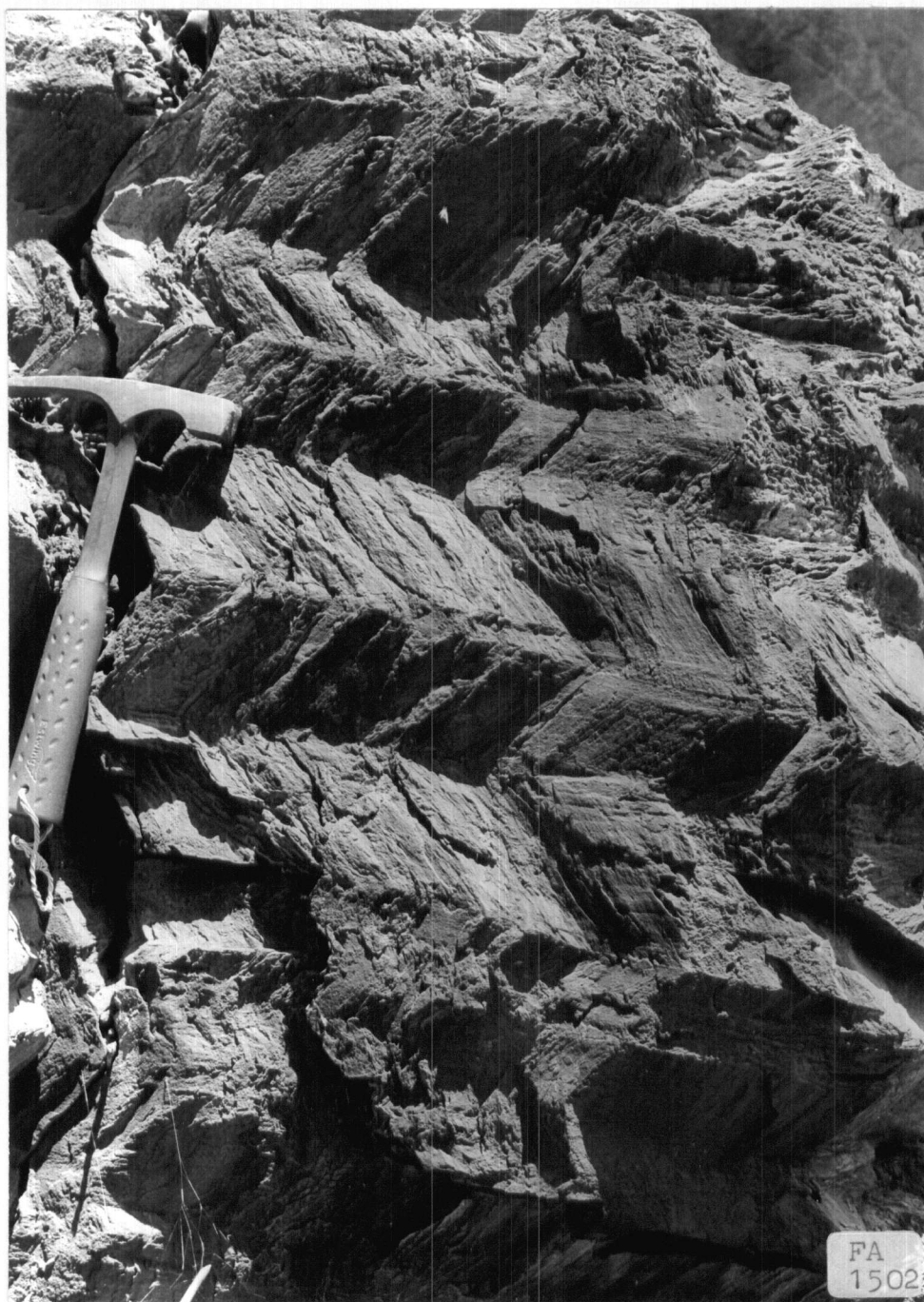
FOTOGRAFIAS CORRESPONDIENTES A

LA HOJA DE BOAL (10-04)

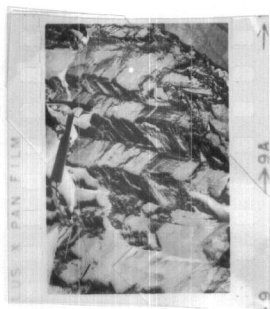


10-04-AD-FA-1501. - Kink bands horizontales con crenulaciones asociadas desarrollados en las Pizarras de Luarca ( $O_2$ ). Cerca de Merón.





10-04-AD-FA-1502. - Kink bands horizontales muy próximos entre sí, por lo cual su simetría es pequeña, siendo su geometría muy próxima a la de "chevron" folds. Pizarras de Luarca ( $O_2$ ). Cerca de Merón.

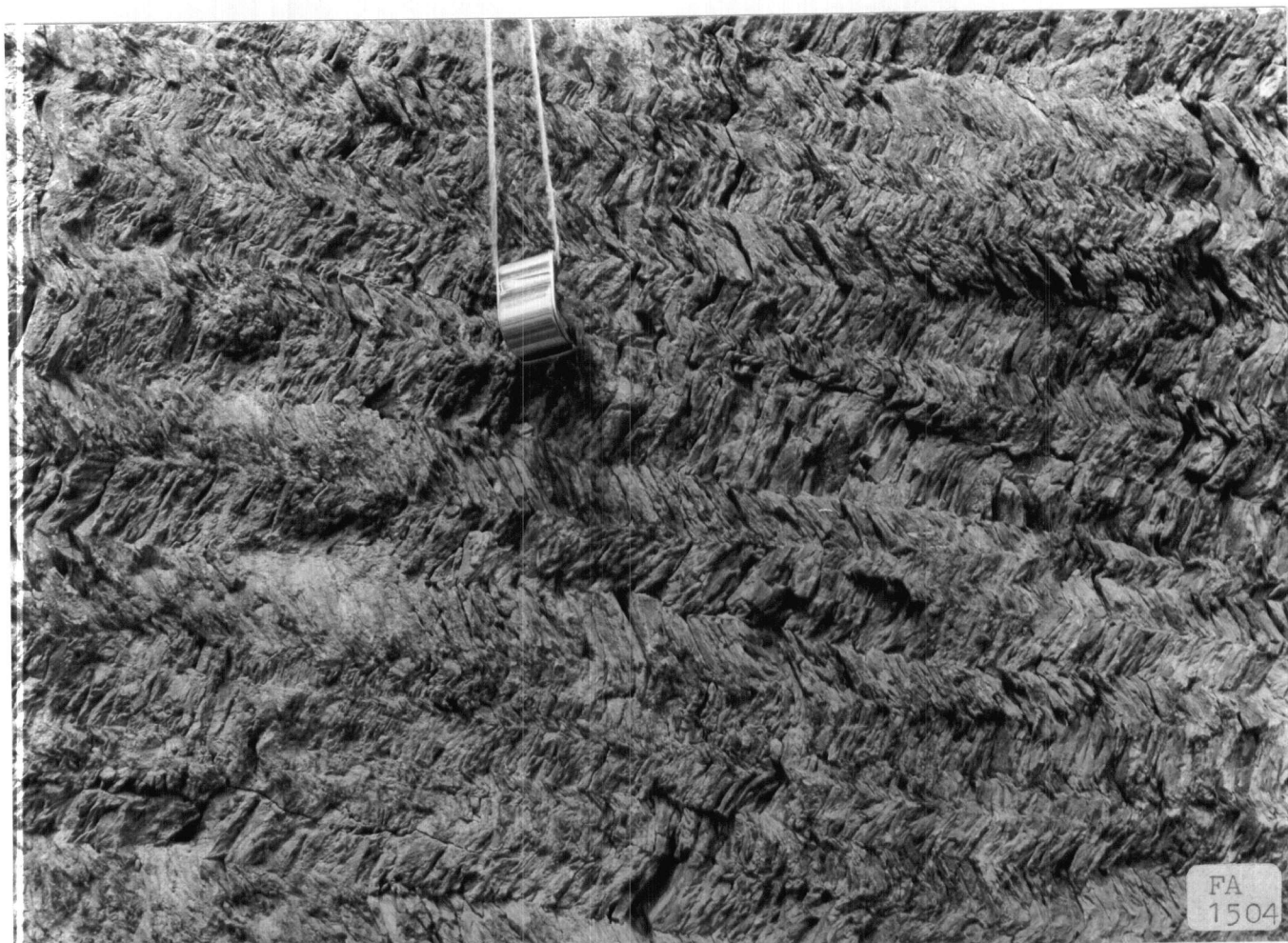




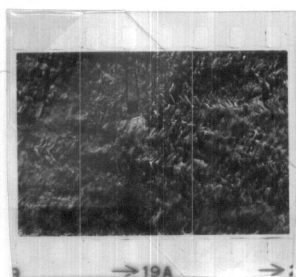
10-04-AD-FA-1503.- Kink bands subhorizontales desarrollados en -  
 las Pizarras de Luarca ( $O_2$ ) y en las proximidades de la Presa de  
 Doiras.







10-04-AD-FA-1504. - Kink bands subhorizontales desarrollados muy -  
próximos entre sí y cuyos planos axiales se encuentran frecuente-  
mente fracturados. Pizarras de Luarca ( $O_2$ ), cerca de la Presa de  
Doiras.



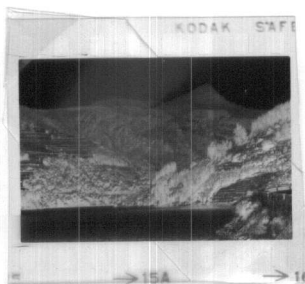


10-04-AD-FA-1505.- Kink bands inclinados hacia el E. La anchura -  
de las bandas es pequeña comparada con la distancia existente en-  
tre ellas. Pizarras de Luarca ( $O_2$ ), cerca de la Presa de Doiras.



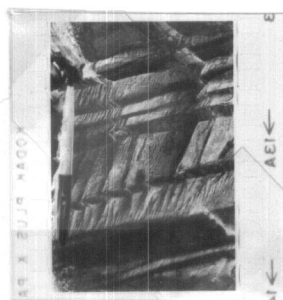


10-04-AD-FA-1506.- Anticlinal de Doiras claramente dibujado por la cuarcita culminante de la Serie de los Cabos ( $O_1$ ). Obsérvese el fuerte desarrollo que adquiere la diaclasación en los flancos.

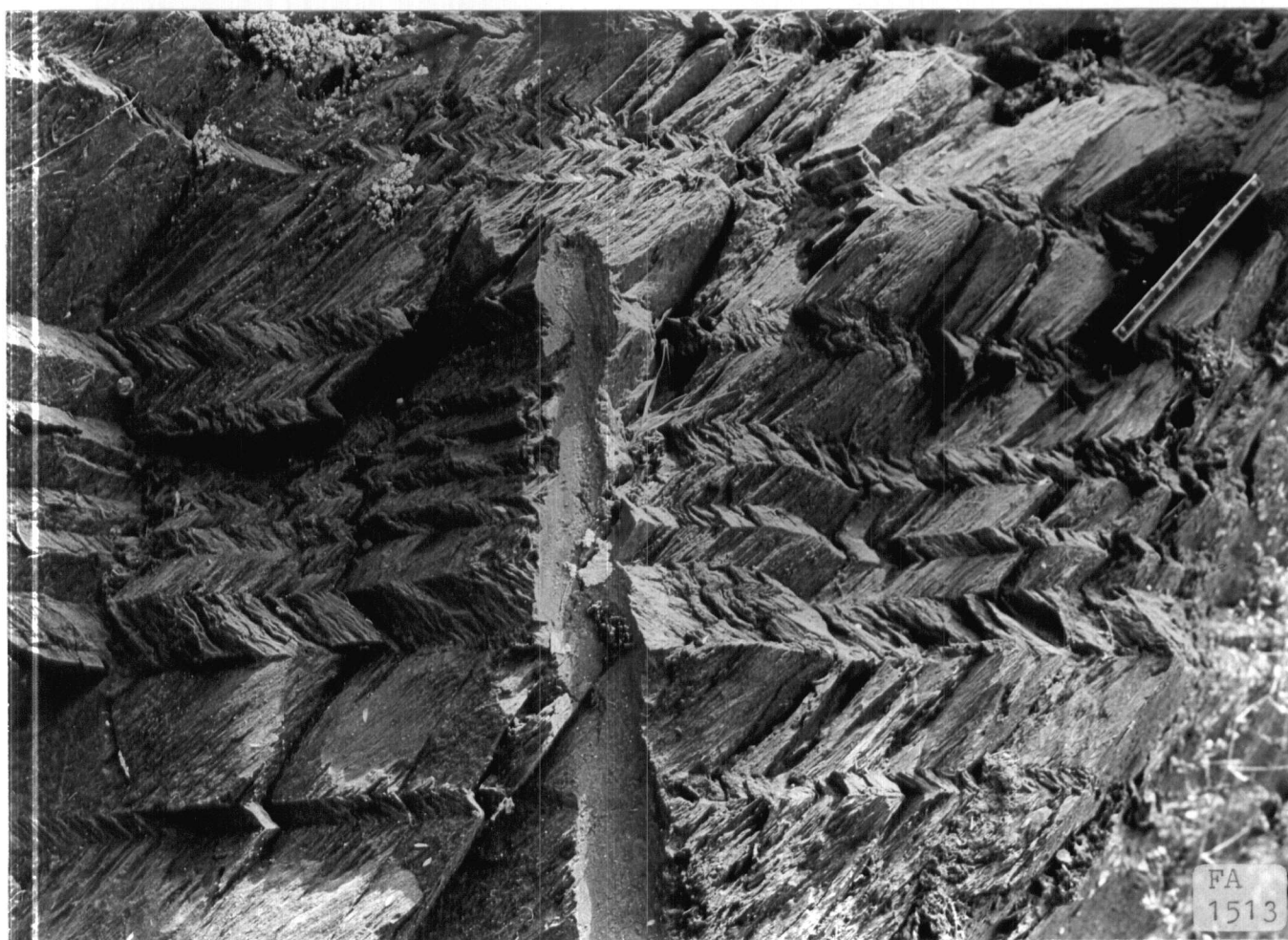




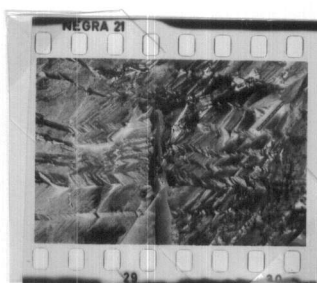
10-04-AD-FA-1512. - Kink bands subhorizontales desarrollados en Pizarras de Luarca ( $O_2$ ) fuertemente afectadas por la esquistosidad de flujo correspondiente a la primera fase de la deformación. Al N de Serandinas.





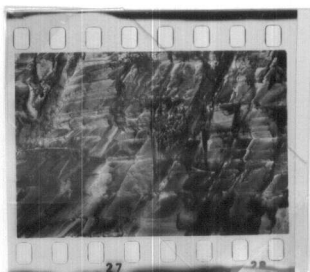


10-04-AD-FA-1513. - Detalle de la 1514.



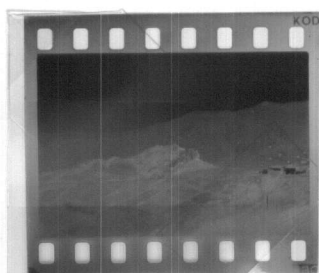


10-04-AD-FA-1514.- Kink bands subhorizontales muy próximos entre sí desarrollados en las Pizarras de Luarca ( $O_2$ ). Cerca de Serandinas.



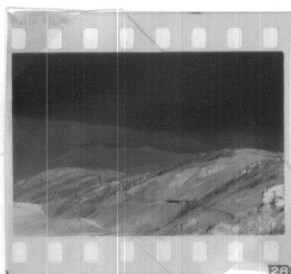


10-04-AD-FA-1515.- Detalle de la zona de charnela de un pliegue anticlinal de la primera fase de deformación herciniana. Obsérvese el carácter cilíndrico del pliegue y el aspecto que presentan las cuarcitas de Sabugo ( $O_2c$ ). Localidad situada en las proximidades de Lendequintana.





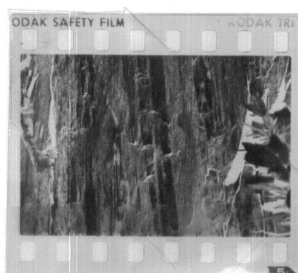
10-04-AD-FA-1522.- Aspecto que presentan las cuarcitas de Sabugo ( $O_2c$ ) y la parte inferior de las Pizarras de Luarca ( $O_2$ ) en los flancos del pliegue mostrado en la fotografía anterior. Nótese - el carácter casi isoclinal del mismo. Panorámica tomada en las - proximidades de Lendequintana.





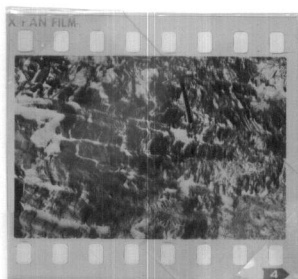


10-04-AD-FA-1523. - "Tectonic banding" originado como consecuencia de la disolución por presión que acompaña al desarrollo de la esquistosidad de crenulación formada durante la tercera fase de deformación en los materiales de la Formación Agüeira ( $O_{2-3}$ ). Carretera de Villayón a Parlero.



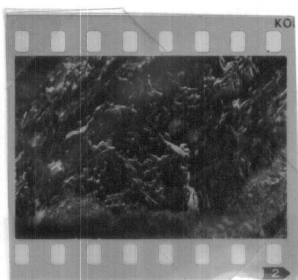


10-04-AD-FA-1524. - Kink bands subhorizontales desarrollados en las Pizarras de Luarca ( $O_2$ ) en la carretera de Villayón a Parlero.



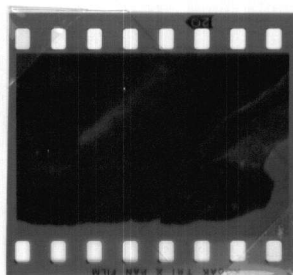


10-04-AD-FA-1525. - Pliegue asimétrico de la tercera fase de deformación desarrollado en los materiales cuarcíticos de la Formación Agüeira ( $O_{2-3}$ ). Carretera de Villayón a Parlero.





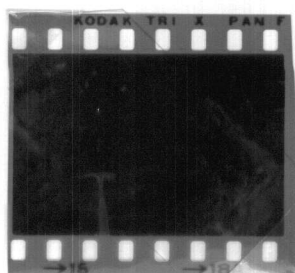
- 10-04-AD-FA-1526.- Pequeños pliegues de segunda fase con esquisto-  
 sidad de crenulación axial o ligeramente en abanico. Parte infe-  
 rior de las Pizarras de Luarca (O<sub>2</sub>) en las inmediaciones de Herias.





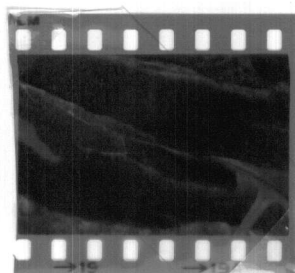


10-04-AD-FA-1527.- Aspecto que presenta en el campo el granito de Boal ( $\gamma_A$ ). Alrededores del Alto de Penouta.





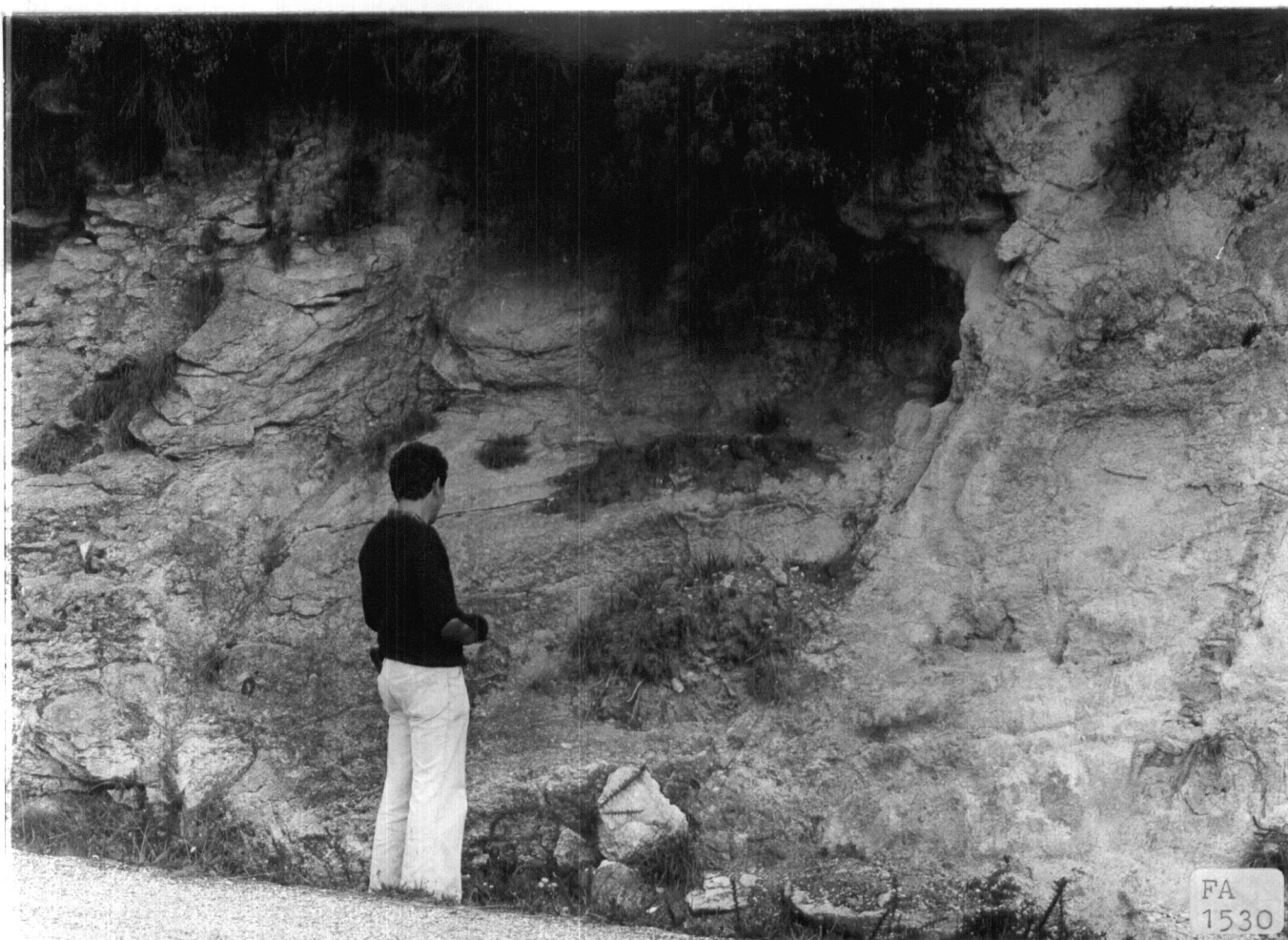
10-04-AD-FA-1528.- Fotografía de detalle de granito de Boal ( $\gamma_A$ ). En ella puede observarse su facies de grano grueso y la existencia de frecuentes megacristales de feldespato. Alto de Penouta.



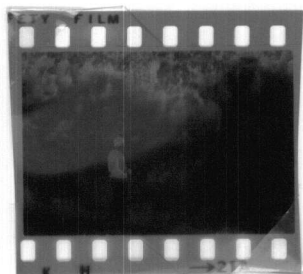


10-04-AD-FA-1529. - Aspecto de campo del granito de Boal ( $\gamma_A$ ) en el que puede apreciarse el notable grado de alteración que presenta habitualmente. Alto de Penouta.





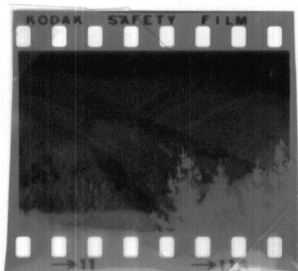
10-04-AD-FA-1530.- Otro aspecto de campo del granito de Boal  
( $\gamma_A$ ).

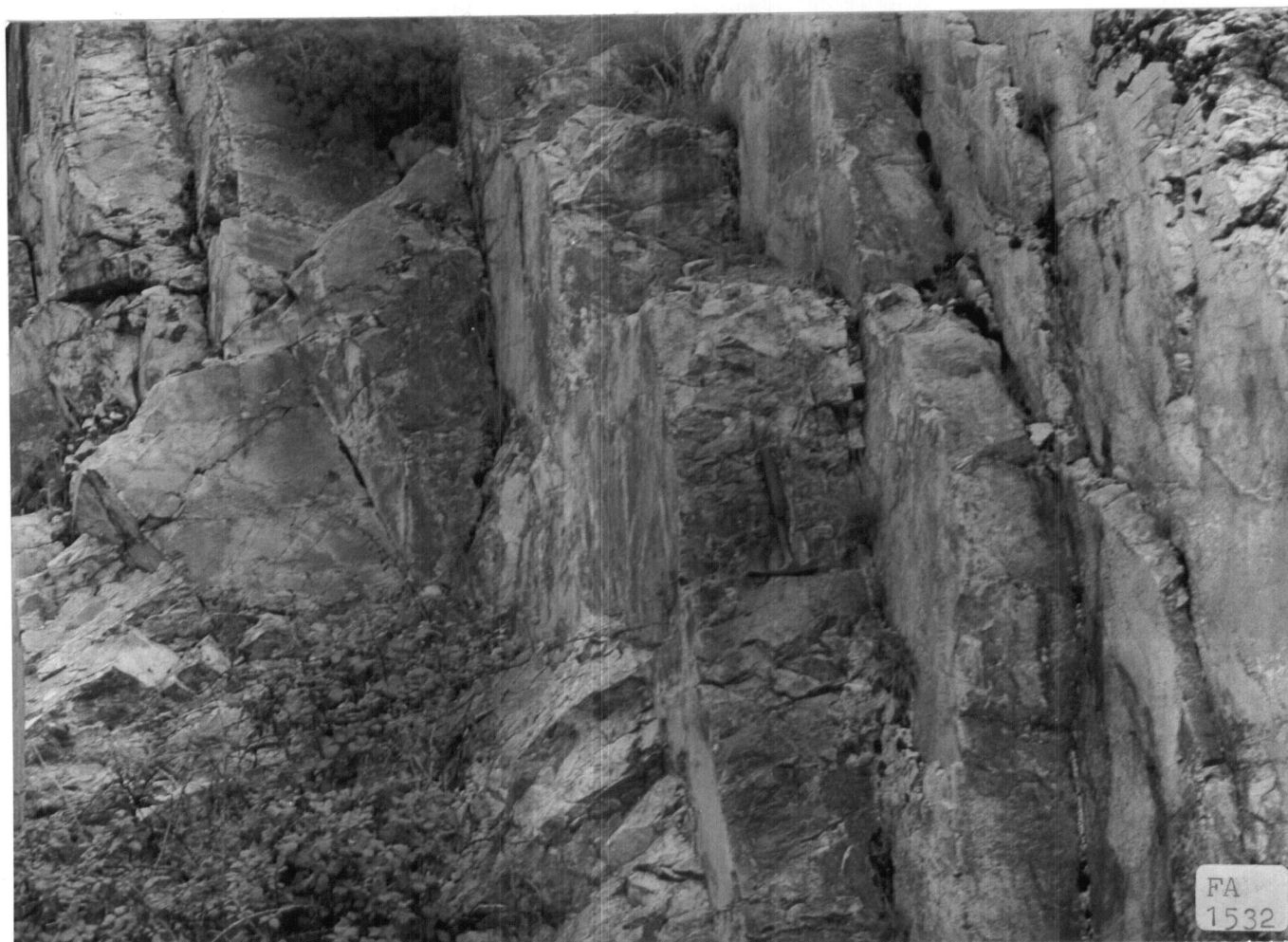




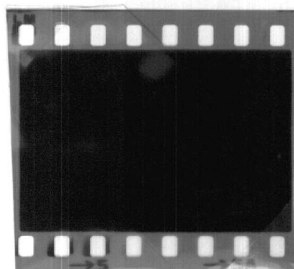


10-04-AD-FA-1531.- Vista panorámica desde las inmediaciones del -  
embalse de Doiras de las crestas que forma la cuarcita culminante  
de la Serie de los Cabos ( $O_1$ ). Delante de ésta aparecen las Piza-  
rras de Luarca ( $O_2$ ), sobre las que se asienta la localidad de Bu-  
llaso, visible en la parte central de la fotografía.



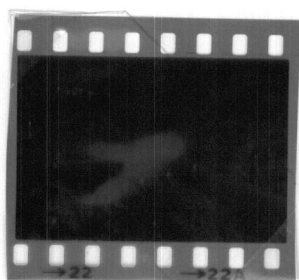


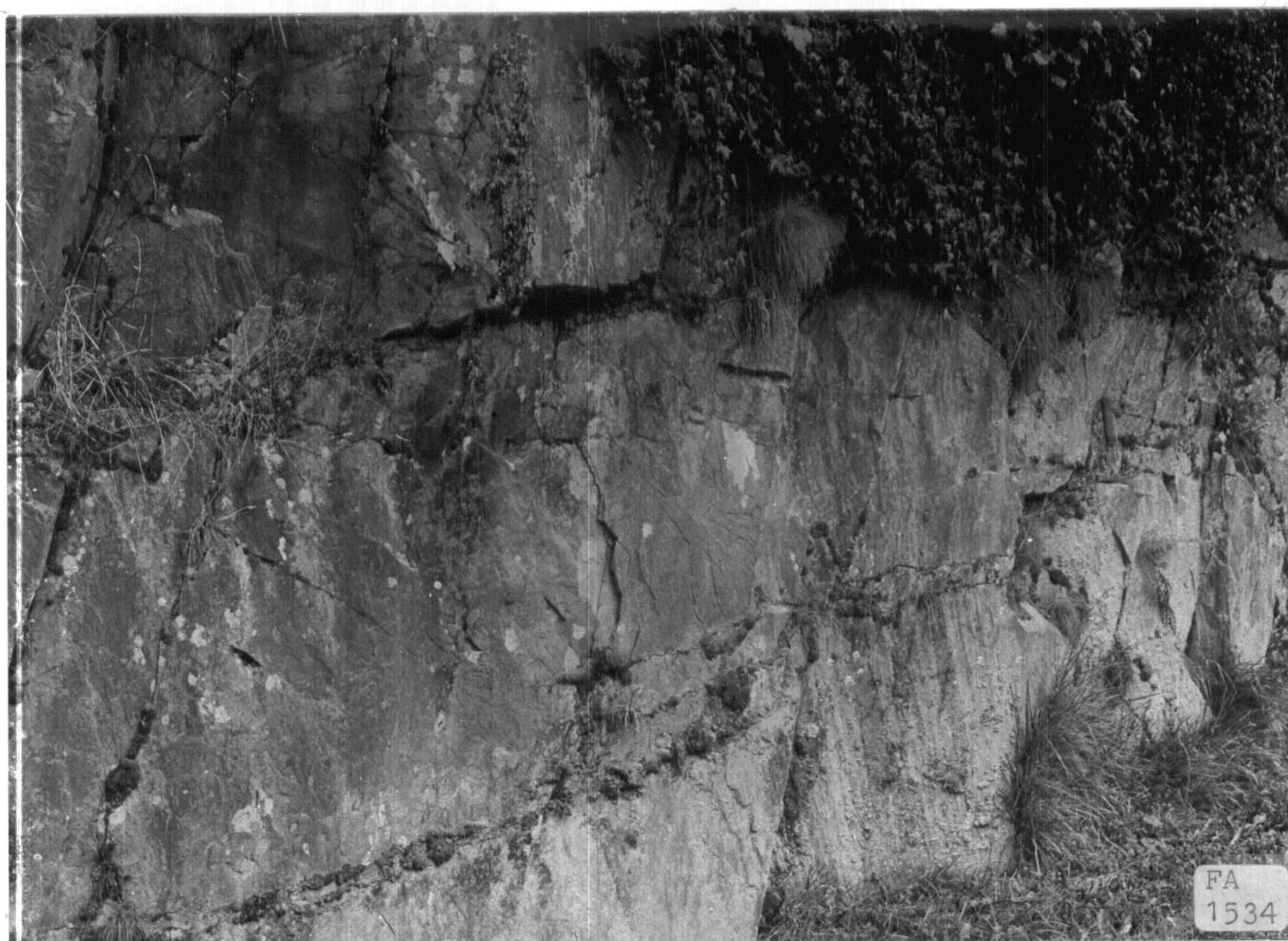
- 10-04-AD-FA-1532.- Diaclasas transversales tardías desarrolladas en la cuarcita culminante de la Serie de los Cabos ( $O_1$ ). Localidad situada en el flanco oriental del anticlinal de Doiras.



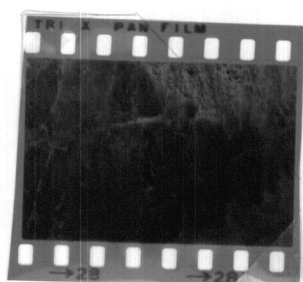


10-04-AD-FA-1533. - Vista panorámica, tomada desde Gío, de las Pizarras de Luearca (O<sub>2</sub>) en las inmediaciones del embalse de Doiras.





10-04-AD-FA-1534.- Aspecto de campo de las Areniscas de la Herre-  
ría (CA<sub>1</sub>) tomado al E de Riocastiello (extremo SE de la Hoja).





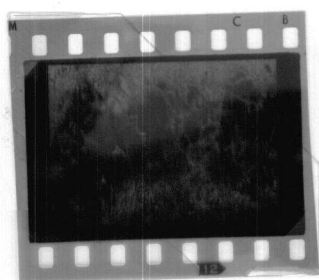


10-04-AD-FA-1535.- Otro aspecto de campo de las Areniscas de la Herrería (CA<sub>1</sub>).



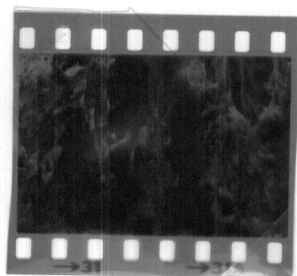


10-04-AD-FA-1536.- Fotografía tomada en afloramientos de pizarras y areniscas precámbricas ( $PC_2$ ) y situados cerca de la localidad - de Tablado del Río (extremo SE de la hoja).



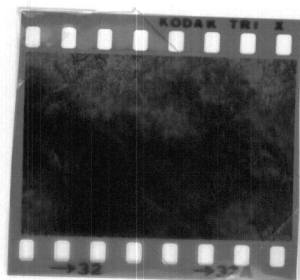


10-04-AD-FA-1537. - Foto de la misma zona que la anterior 1536.





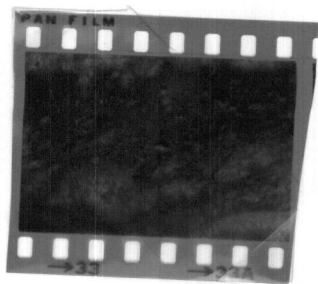
10-04-AD-FA-1538. - Depósitos de conglomerados heterométricos correspondientes al Terciario continental existente en las inmediaciones de Miño (parte oriental de la hoja) (T).





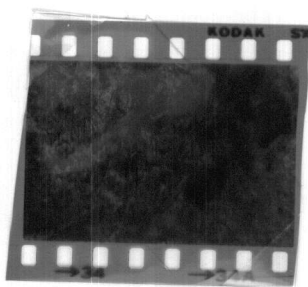


10-04-AD-FA-1539. - Foto de la misma zona que la anterior 1538.



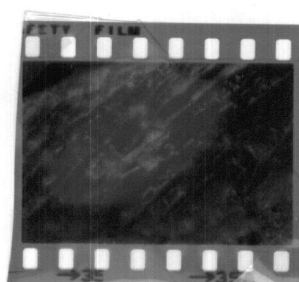


10-04-AD-FA-1540.- Afloramiento de las Calizas de Vegadeo ( $\text{Ca}_{1-2}$ ) situado al N de Navelgas, en la carretera que va desde esta localidad a Luarca.





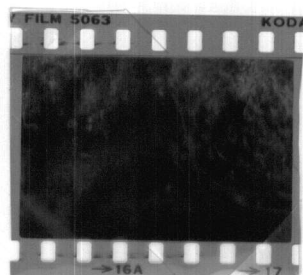
10-04-AD-FA-1541.- Aspecto que presentan las areniscas de la Serie de los Cabos ( $CA_2-O_1P$ ) en la carretera de Navelgas a Luarda entre los kms. 15 y 16. Nótese la geometría tabular de las capas.







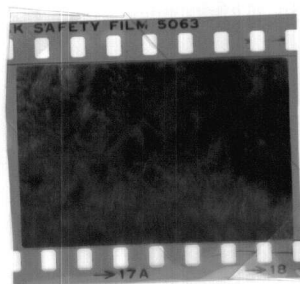
- 10-04-AD-FA-1542.- Afloramientos de arenisca correspondientes a la Serie de los Cabos ( $\text{Ca}_2\text{-O}_1\text{P}$ ) existentes en el extremo NE de la hoja (carretera de Navelgas a Luarca). Nótese la fuerte diaclasis tardía desarrollada en estos materiales.







10-04-AD-FA-1543.- Foto de la misma zona que la anterior 1542.



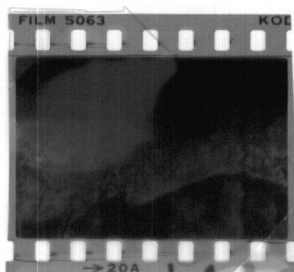


10-04-AD-FA-1544. - Foto de la misma zona que las anteriores 1542 y 1543.





10-04-AD-FA-1545.- Vista panorámica del corredor de Parlero-Oneta tomada desde el extremo NE de la Hoja (carretera de Navelgas a - Luarca). Aproximadamente por el fondo del valle pasa el contacto entre la Serie de los Cabos ( $\text{Ca}_2\text{-O}_1\text{P}$ ) y las Pizarras de Luarca. Obsérvese la influencia que ha ejercido la estructura en la morfología de la región; las cumbres forman una alineación subparalela al trazado cartográfico de las capas.



-20026



10-04-AD-FA-1546.- Capas de arenisca, fuertemente inclinadas y de geometría tabular, correspondientes a la Serie de los Cabos - ( $CA_2-O_1P$ ) y ubicadas en el extremo NE de la hoja (carretera de Navelgas a Luarca).

