ESTUDIO GEOLOGICO DEL PLUTON DE BOAL (ASTURIAS) Y SUS YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO

Por

N. LLOPIS LLADO

INTRODUCCION

La circunstancia de haber realizado diversas investigaciones geológicas, para determinar la valoración de algunas demarcaciones de minerales de wolframio y de hierro, nos permitieron obtener una serie de datos geológicos sobre el plutón de Boal y su cobertura de rocas metamórficas, que justifican la memoria que sigue. Estos datos comienzan ya a ser antiguos; las primeras observaciones se hicieron en junio de 1950 a raíz de una excursión rápida por el occidente de Asturias; en octubre y noviembre del mismo año se hizo el estudio de los yacimientos de wolframita de Moneira en Villar de S. Pedro y se echó una ojeada sobre la estratigrafía de la región; en abril de 1951 se hizo una breve campaña que dió como resultado la determinación de las facies petrográficas del plutón; en noviembre del mismo año se hizo el estudio de la mina de wolframita de Prelo-Merou; en abril y mayo de 1953 se estudiaron las minas de Penouta, que compren-

den casi la mitad septentrional del plutón; en junio del mismo año se reconocieron los yacimientos de hierro de los alrededores de Doiras; en abril y mayo de 1954 se estudiaron los yacimientos de wolframio de Vegadeouria; en septiembre de 1955 comenzó el estudio de los yacimientos de hierro y wolframio de Rozadas, que se prosiguió en 1956, 57, 58 y 59, durante la explotación de los mismos.

Todo esto hace que las conclusiones que se dan en esta memoria sean el resultado de un largo período de observaciones, trabajos de laboratorio, maduración de ideas y gestación de conceptos que se desarrolla a lo largo de diez años de viajes y estudios por Asturias. Pero el mayor interés que pueda tener este trabajo radica en dos aspectos: 1.°, que desde hace muchos años, concretamente desde BARROIS (4) nada original se ha escrito sobre el plutón de Boal, y 2.°, que las observaciones realizadas han sido aplicadas al aprovechamiento industrial de los yacimientos de wolframio.

Para ello se han aplicado las ideas de FERSMANN (10), (11), (37) sobre la diferenciación de los magmas granodioríticos y la distribución de la mineralización en los plutones resultantes, concordando perfectamente las observaciones realizadas con las ideas de aquel autor. Por este lado constituye, pues, una aportación a la comprobación de la teoría de FERSMANN.

Una advertencia debe hacerse en honor a la honradez científica: este trabajo es fundamentalmente tectónico, por lo que se ha situado en primer plano la estructura del plutón y de los yacimientos; las ideas metalogénicas que se exponen deben ser controladas por un meticuloso estudio petrográfico y mineralógico que está por hacer.

Para la realización de estos trabajos ha sido necesario levantar mapas muy detallados; aparte uno general del plutón y alrededores a la escala 1:50.000; se han trazado otros mineros a la escala 1: 5.000, que se acompañan.

I. EL MARCO GEOLOGICO

A. EMPLAZAMIENTO DEL PLUTON EN EL AMBITO GEOLOGICO REGIONAL

El plutón de Boal es uno de los dos afloramientos importantes de rocas graníticas que aparecen en Asturias; el otro es el de Salabe, pues los señalados en el mapa de ADARO (2) en Ancares y Pola de Allande y descritos algunos de ellos (2), (14), (15), (17) han resultado de nuestras investigaciones que el de Ancares no existe, en el lugar indicado en el mapa, puesto que en su lugar aparecen las cuarcitas armoricanas (23) y el de Pola de Allande está formado por migmatitas (24) probablemente precámbricas.

El plutón de Boal está ubicado en el amplio conjunto de pliegues del occidente de Asturias desarrollados sobre los materiales cámbricos y silúricos, como resultado de la removilización magmática de tipo siálico producida por la orogénesis herciniana; en este sentido es, pues, un plutón post-tectónico, puesto que corta indiferentemente las estructuras hercinianas. El afloramiento actual está ubicado en el flanco W. de un amplio sinclinorio de pizarras del Llandeilo con flancos de cuarcitas armoricanas; toda la masa plutónica está contenida, pues, dentro del ordoviciense, aunque la aureola metamórfica, que alcanza más de 1.000 m. de la bóveda del plutón, llega hasta los materiales cámbricos que ocupan el vecino valle de Rozadas y Vegadeouria.

B. LAS ROCAS DE LA COBERTERA

La cobertera del plutón es fundamentalmente silúrica aunque, en algún caso el metaforfismo de contacto pueda interesar el cámbrico; así, pues, nos circunscribiremos a la descripción de las rocas de este sistema SCHULZ (31-32), BARROIS (4) y ADARO (2), principalmente reconocieron estos materiales hace ya años y posteriormente HERNANDEZ-SANPELAYO (14 15, 17) reemprendió el estudio de los mismos.

El silurico de esta zona está formado fundamentalmente por materiales ordovicienses; en la base las típicas cuarcitas del Arenig con *Cruziana* (4) (14-15) que a su vez se apoyan concordantes sobre materiales que por su posición, en otras ocasiones hemos clasificado ya como Tremadoc-Postdamiense (24) (20 bis). Sobre las cuarcitas armoricanas aparecen las también típicas pizarras de Luarca, que desde los tiempos de BARROIS (4) han sido situadas en el Llandeilo y comparadas con las pizarras de Angers, por la típica fauna que en ellas se encontró. Por nuestra parte, hemos hallado en estas capas, en Cedemonio (Doiras) un buen ejemplar de *Calymene tristani Brogn,* que reafirma la atribución de estas capas al Llandeilo.

Las pizarras del Llandeilo sufren frecuentes cambios laterales de facies, pasando longitudinalmente a pizarras abigarradas "color salmón" y aun a arenas amarillentas y anaranjadas, especialmente en su parte superior, llegando a constituir un tramo anaranjado esencialmente detrítico que corona la formación silúrica. Los numerosos cortes que puedan trazarse ilustran acerca de los detalles de estos rasgos estratigráficos generales.

Las capas más bajas aparecen en el núcleo del anticlinal de Doiras, al pie del pico del Cuco, y pueden cortarse en la garganta del río Irubio o ascendiendo desde Cedemonio por el camino de la Sierra; combinando ambos cortes puede obtenerse la siguiente sucesión estratigráfica:

Arenig:	a) 200 m.	visibles areniscas blancas sacaroides.
	b) 300 m.	cuarcitas blancas.
	c) 30-40 m.	pizarras rojizas y grisáceas alternando con bancos de cuarcitas de 1 a 2 m. y zonas de brechas cuarcitosas de 0,2 y 0,5 m.
Llandeilo:	d) 20-25 m.	pizarras negroides listadas, con estaurolita, orientada según la esquistosidad.

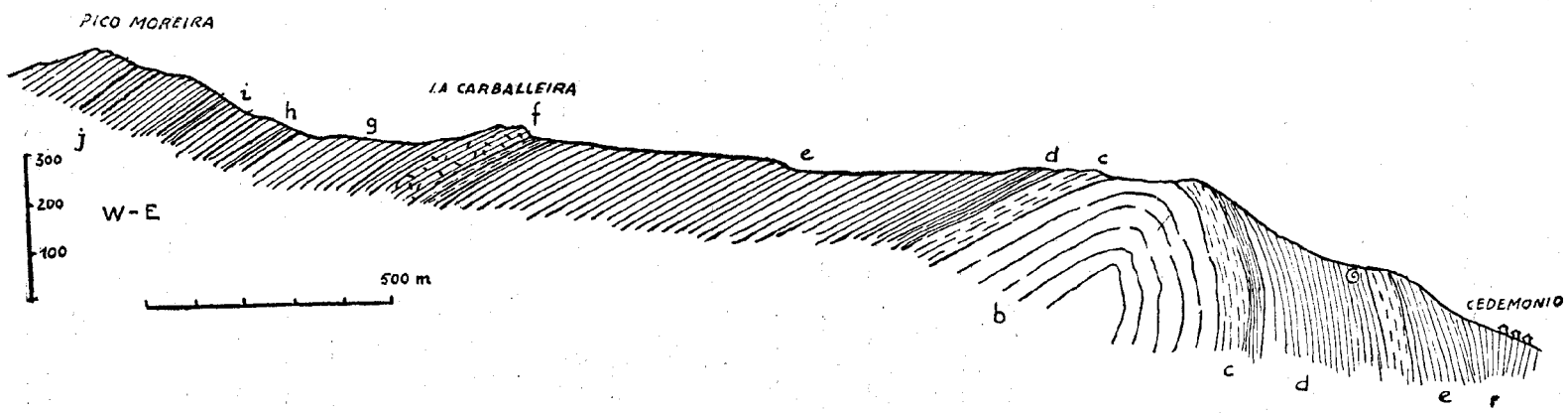


Fig. 1.—Corte estratigráfico del ordoviciense del margen occidental del valle del Doiras.

a-b. Arenig. Areniscas y cuarcitas armoricanas. (500 m.)

c. Pizarras rojizas y grisáceas, alternando con bancos de cuarcitas de 1 a 2 m. y brechas cuarcitosas de (0,2-0,5 m. 30-40 m.)

d. Pizarras negroides listadas con estaurolita orientada según la esquistoseidad. (20-25 m.)

e. Llandeilo. Pizarrazas azul obscuras, casi negras con quiastolita; en la parte alta contienen *Calymene Tristani* Brogn. (500 m.)

f. Pizarras micáceas claras gris blanquecinas (30-40)

g. Pizarras rojizas con biotita y limonita (50-60 m.)

h. Pizarras sericiticas gris azuladas alternando con capas de 3 a 5 m., de pizarras rojas.

i. Serie alternante de pizarras con niveles melíticos obscuros.

. Pizarras ampelíticas con dos niveles ferruginosos de 5 y 2 m., con estaurolitas aisladas. En la cumbre se hacen más cuarzosas y destacan en el relieve.

c) 500 m. pizarras azul oscuras casi negras con quiastolita; en la parte alta contienen *Calymene Tristani.* Brogn.

f) 30-40 m. pizarras micáceas claras, gris blanquecinas.

g) 50-60 m. Pizarra rojizas con biotita y limonita.

En el flanco N. del anticlinal los 30-40 m. de pizarras rojizas y grisáceas alternando con bancos de cuarcitas contienen pizarras rojas y un banco de 1-2 m. de arenisca amarillenta limonitífera; éste es el nivel clásico de los minerales de hierro del Llandeilo (24) (17) (24) que aparecen formando lentejones a veces de muchos kilómetros de longitud. Hasta el pico del Cuco pueden continuarse la serie estratigráfica a partir del tramo e), lo que permite darse cuenta de la variación del caracter petrográfico de los materiales a uno y otro flanco del anticlinal:

f) 60-65 m. Pizarras negras con cristales de estaurolita de hasta 0,3 m. de longitud, 0,02 m. de diámetro.

g) m. Pizarras sericíticas con moscovita.

h) m. Pizarras sericíticas gris azuladas, alternando con capas de 3 a 5 m. de pizarras rojas.

i) m. Serie alternante de pizarras como h), con niveles ampelitoides oscuros.

j) - m. Pizarras ampelíticas con dos niveles ferruginosos de 5 y 2 m., respectivamente, y estaurolitas aisladas. En la cumbre se hacen más compactas y originan una cuesta.

Estas capas del flanco N. del anticlinal de Doiras continúan hacia el NNE. al N. del río Irubio y forman el cordal de Peña Caimada y Chao das Lleguas, donde aparecen las pizarras compactas con quíastolita de la parte alta del tramo j). Todo el flan-

co W. del anticlinal aparece cortado por el plutón al W. de Boal. En las vertientes occidentales de Chao Das Lleguas las pizarras del tramo j) se doblan en sinclinal buzando 70° al SE. y se ponen en contacto con el cámbrico, cerca de Rozadas por una importante falla orientada sensiblemente N 20-35° E.

Al NE. del Boal, entre Arbón y Merón, el valle del Navia se ha orientado casi rígidamente por el contacto de las cuarcitas armoricanas que forman la vertiente E. con las pizarras del Llandeilo que se desarrollan por el margen W. Por esto, a partir de la carretera de Navia a Boal, entre los kilómetros 10 y 20, pueden obtenerse buenos perfiles estratigráficos, cortando transversalmente la carretera. Un corte desde el talweg del Navia, pasando por el agregado de Serandinas, el Km. 16 de la carretera y el cerro de Bustabiernigo, permite obtener una serie isoclinal de 2.500 metros de espesor aparente puesto que deben de encontrarse en ella multitud de pliegues cuyas charnelas no son visibles, análogamente a lo que ocurre en otras series semejantes del Llandeilo (24); la sucesión petrográfica es la siguiente:

Muro: Cuarcita armoricana.
Pizarras negroides azuladas en lajas.
Pizarras verdosas y amarillentas, que aparecen en el agregado de Serandinas.
Pizarras negroides ampelitoides.
Pizarras azuladas claras, a veces rosadas o verdosas.
Pizarras negroides ampelíticas.
Pizarras claras.
Tramo de pizarras azuladas negroides con algunos cristales dispersos de quiastolista que se desarrolla entre la carretera (Km. 14-16) y el cerro de Bustabiernigo con una potencia aparente total de 1.000 metros.

Se trata del tramo típico de pizarras azuladas del Llandeilo (= pizarras de Luarca) cuya potencia real se ha medido ya en el pico del Cuco y que no sobrepasa mucho los 500 metros.

Por encima de estas pizarras aparece otro horizonte de colores abigarrados y eminentemente detrítico formado por pizarras versicolores con horizontes ferruginosos y areniscas amarillentas en capas de 0,5 a dos metros. En Trelles a lo largo de la carretera, entre los kilómetros 8 y 19 pueden obtenerse una buena sucesión de este tramo, que tiene una potencia no menor a los 500 metros. Ya hemos dicho que este tramo pasa lateralmente a las pizarras de Luarca, pero se concentra en la parte alta, diferenciándose como una zona detrítica superior.

Estas capas detríticas podrían muy bien representar el Caradoc, dado el carácter regresivo que en otras regiones de España tiene este subpiso, por lo que provisionalmente lo consideraremos como tal.

En resumen pues, la estratigrafía de la cobertera, la consideraremos constituída del siguiente modo:

Arenig:	200 m.	Areniscas sacaroideas.
	300 m.	Cuarcitas blancas.
	30-40 m.	Pizarras rojizas y grisáceas alternando con bancos de cuarcita de 1-2 metros.
Llandeilo:	20-25 m.	Pizarras negroides listadas.
	50-60 m.	Pizarras azuladas compactas.
	50-60 m.	Pizarras versicolores.
	450-550 m.	Pizarras azuladas compactas (= pizarras de Luarca) con *Calymene Tristani Brogn.*
(?) Caradoc:	450-500 m.	Pizarras versicolores y arenas rojizas y amarillentas (tramo "salmón).

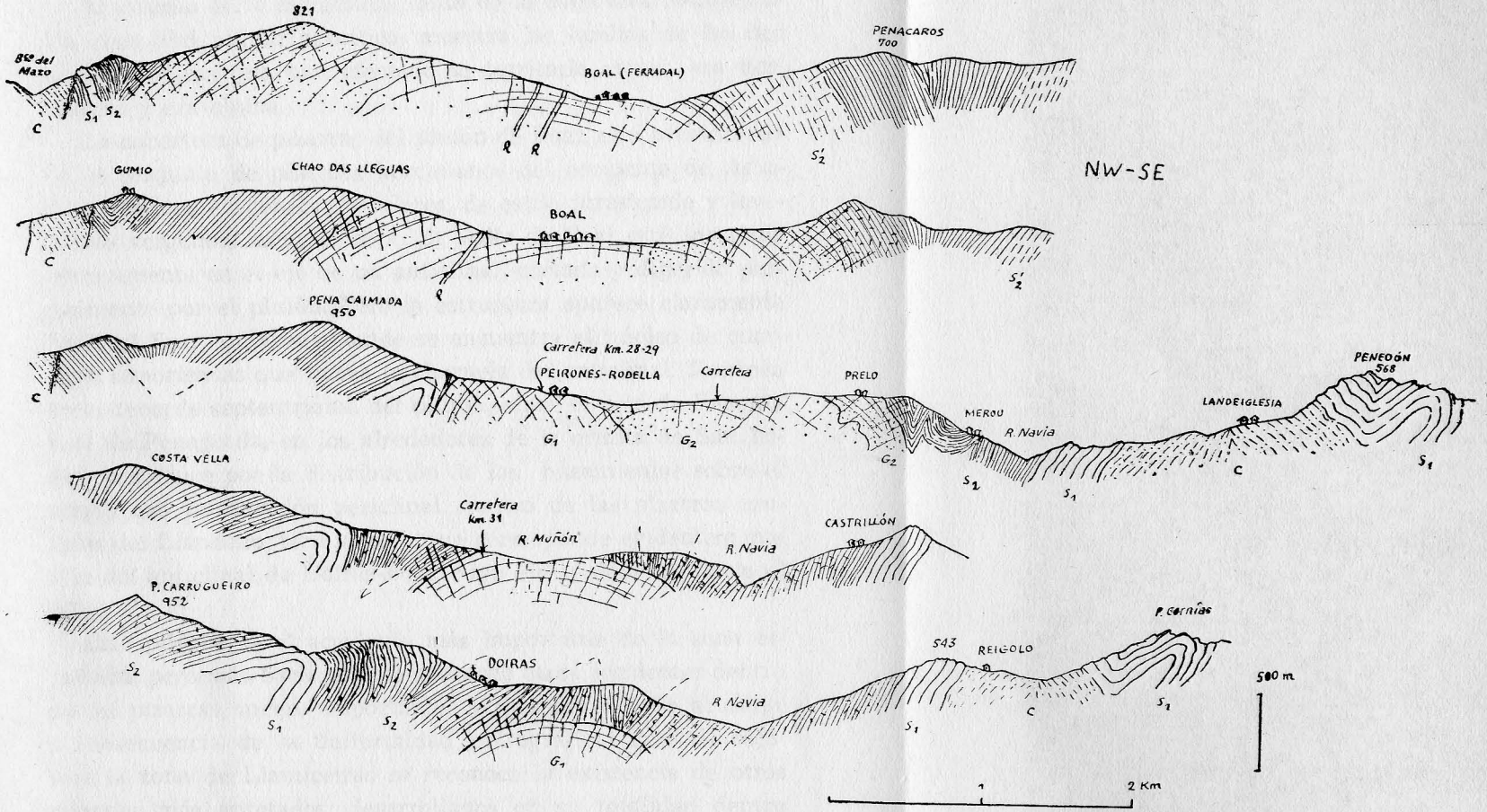


Fig. 2.—CORTES GEOLOGICOS GENERALES DEL PLUTON DE BOAL.

G_1. Granito normal; G_2. Granito porfídico.

C. Cambrico. S_1. Cuarcitas y areniscas armoricanas.

S_2. Llandeilo. Pizarras azuladas en grande lajas con *Calymene Tristani*; pizarras claras arcillosas; lentejones de areniscas ferruginosas y hematites.

S_3. Pizarras abigarradas y arenosas.

C. LA ESTRUCTURA DE LA COBERTERA

El estudio de la estructura, tanto de la cobertera sedimentaria como del plutón granítico, muestra las huellas de las dos eras tectónicas que han afectado al territorio astur: era herciniana y era alpina.

La cobertera de pizarras del plutón de Boal, está involucrada en el conjunto de pliegues hercinianos del occidente de Asturias, pliegues en general regulares, de estilo jurasicoide y levemente vergentes hacia el Este. El Valle de Boal está instalado precisamente en el eje de un anticlinal, cortado y digerido parcialmente por el plutón. Pero la estructura aparece claramente hacia el Sur, en Doiras, donde se encuentra el núcleo de cuarcitas armoricanas que forma la charnela del anticlinal. También en el reborde septentrional del plutón, entre el pico de Penouta y el de Penagorda, en los alrededores de la ermita de San Isidro, se deduce por la distribución de los buzamientos sobre el mapa, una terminación periclinal, dentro de las pizarras azuladas del Llandeilo, terminación que corresponde evidentemente a la del anticlinal de Doiras-Boal, cuyo eje se deprime hacia el NE.

Este pliegue es el accidente más importante de la zona estudiada, pero más hacia el Este aparecen otros accidentes dentro de las pizarras, menos importantes y más difíciles de acusarse a consecuencia de la uniformidad petrográfica. Pero al recorrer la zona de Llamiceiras se reconoce la existencia de otros pliegues más apretados, desarrollados en su totalidad dentro de las pizarras azules y abigarradas del Llandeilo. Estos elementos estructurales, de W. a E. son los siguientes:

1. Sinclinal de la Rebollosa, con núcleo de pizarras abigarradas.
2. Anticlinal de Santa Eulalia.
3. Sinclinal de La Silva, ambos totalmente dentro de las pizarras abigarradas.

4. Anticlinal de Llamiceiras desarrollado íntegramente en las vertientes meridionales de Peñagorda dentro de las pizarras azuladas.

5. Sinclinal de Cabañas, que corta ya los límites orientales del plutón y se desarrolla íntegramente en las pizarras azuladas.

Todos estos accidentes tienen orientación general NE-SW., como los restantes elementos de la tectónica de esta zona de Asturias. No obstante, los pliegues de la Rebollosa, Santa Eulalia y la Silva, más próximos al contacto del plutón toman una orientación NNW-SSE., casi perpendicular al arrumbamiento general, lo que parece indicar un intento de adaptación del plutón a su cobertera plegada. El estilo tectónico de todos estos accidentes orientales es algo más apretado que el del anticlinal de Boal, el cuál corresponde al estilo tectónico normal de toda la región del Navia.

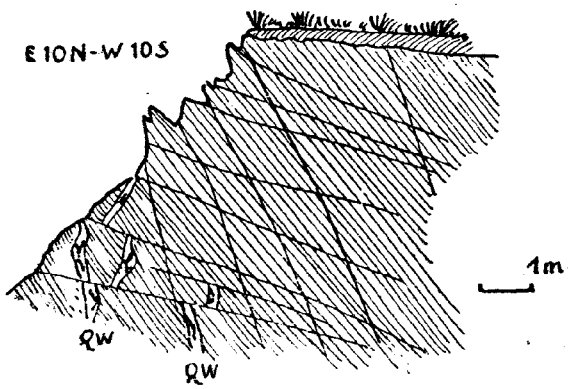


Fig. 3.—Estructura de las pizarras del tramo *j*. en las cercanías de El Pato.
QW. Filones de cuarzo wolframíferos
P. Pizarras azuladas
e. Planos de esquistosidad

Este conjunto de pliegues forma parte de un gran sinclinorio, enmarcado por dos pliegues anticlinales en cuyo núcleo afloran las cuarcitas armoricanas: al NW. el ya mencionado anticlinal de Doiras; al SE. el pliegue del Navia-Villalón cuyos elementos accesorios forman una escarpada y pintoresca morfología en el margen E. del Navia.

La tectónica alpídica apenas ha dejado huellas en la cobertera; únicamente al NW. de Boal, en Rozadas, una larga falla de más de 500 metros de salto, orientada de NE-SW. pone violentamente en contacto cámbrico y silúrico; también aparecen sistemas de diaclasas de edad alpina que estudiaremos más adelante con la tectónica interna del plutón.

II. EL PLUTON

La cabecera del valle de Boal está excavada en casi su totalidad en un plutón de granodiorita que hizo intrusión, en estado magmático en el conjunto de pliegues hercinianos que constituyen la estructura de esta zona del occidente de Asturias. El valor de la excavación es de unos 400 metros lo que permite observar directamente hasta esta profundidad la masa granítica.

A. LOS MATERIALES

1. *Rocas graníticas*

SCHULTZ (31-32-33), BARROIS (4) y ADARO (2), se han ocupado del granito de Boal; especialmente el segundo da una descripción muy notable para su época de estas rocas. Hay otras citas posteriores. (29).

Las rocas graníticas que integran el plutón de Boal son referibles a dos facies perfectamente delimitadas sobre el terreno y cuya existencia ha sido corroborada por el estudio microscópico. Las facies fundamental está integrada por un *granito calcoalcalino,* de textura holocristalina, granuda hipidiomórfica, formado por cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita como elementos esenciales. La moscovita, apatito zircón, rutilo y probablemente magnetita aparecen como elementos accesorios. Esta roca aparece casi siempre fuertemente alterada, dando productos secundarios como caolin, clorita, leucoxeno, limonita, sericita y zoisita.

En las proximidades de la bóveda del plutón se encuentra localizada siempre la segunda facies, formada por un *granito porfídico,* integrado por grandes fenocristales de feldespatos (ortoclasa y plagioclasa) cuyo tamaño varía considerablemente, pasando de algunos milímetros hasta cuatro cm. El tamaño de estos cristales va aumentando en las proximidades de la bóveda. Además aparecen en esta roca cuarzo, biotita y moscovita como elementos esenciales, la moscovita, no lo suficiente abundante para constituir un granito de dos micas. El apatito y el rutilo aparecen como elementos secundarios. Los productos de alteración son los mismos que los de la facies anterior. (*).

2. *Rocas Filonianas*

Las rocas filonianas que constituyen el cortejo del plutón granítico de Boal están reducidas a escasísimos diques de *pórfido granítico,* muy alterado siempre a consecuencia de su riqueza en feldespatos, constituído por fenocristales de cuarzo de hasta cuatro mm., ortosa y plagioclasa y pasta de los mismos elementos con escasa proporción de biotita. Estas rocas presentan coloraciones rojo vinoso a consecuencia del predominio de las ortoclasas en su constitución.

Estos pórfidos graníticos forman diques de potencia variable entre 0,2 m. y 4 a 5 m., localizados principalmente en las inmediaciones de la cobertera de pizarras e introduciéndose profundamente en ésta. Las zonas más profundas del plutón no los poseen o son muy delgados y aislados. La zona occidental es muy escasa en estas rocas, apareciendo en cambio mucho más desarrolladas en el contacto oriental al E. de Santa Eulalia y en esta misma aldea, donde aparecen largos diques orientados al NNE. potentes de uno a cinco metros, que se digitan y resuelven

---

(*) Conste nuestro agradecimento al Profesor Doctor J. M. Fontbote, Catedrático de la Universidad de Granada que ha realizado el estudio microscópico.

en otros secundarios. Entre Calceira de Arriba y La Rebollosa, en las inmediaciones de La Bouza aparecen algunos diques poco potentes de este pórfido con el aspecto de "raíces" de otros más potentes que pueden desarrollarse dentro de la cobertera de pizarras. Esta disposición hace suponer, pues, que la emisión porfídica se inició en las inmediaciones de la cobertera del plutón, durante la consolidación de la bóveda.

Además de los pórfidos, aparecen raramente diques de hasta 0,05 metros de rocas de grano fino, de *tipo aplítico y pegmátitico.* Hemos podido localizar solamente tres o cuatro diques en las inmediaciones de la bóveda del plutón.

2. *Rocas Filonianas*

Los elementos filonianos más destacados del plutón de Boal son los filones de cuarzo, que orientados de manera muy diversa y con potencias muy variables aun dentro del mismo elemento, forman una verdadera red que cruza en todas direcciones la masa plutónica. No obstante, como estos filones se han instalado sobre diaclasas preexistentes en el plutón, formadas después de su consolidación, aparecen conjuntos de elementos orientados en la misma dirección y con características análogas.

El material que constituye estos filones es, predominantemente cuarzo lechoso, a veces con zonas de cristales grandes y pequeños de cristal de roca, localizados sobre todo en las proximidades de las salbandas. En el centro de los grandes filones suelen aparecer también geodas, pero dominan los agregados paralelos de prismas de 0,1 a 0,2 cm. Hay cristales más pequeños y más grandes, de hasta un metro pero el mayor porcentaje corresponde a aquellos tamaños.

El sistema dominante, en estos filones es el NE-SW., con ligeras variaciones, predominantemente hacia el N. Este conjunto NE-SW se encuentra especialmente desarrollado en la zona septentrional de las concesiones, es decir en las vertientes meridionales de la sierra de Penouta. A partir del arroyo de Pe-

nouta hacia el S. se observa un marcado cambio en la dirección del conjunto filoniano dominando allí los rumbos W-E., con tendencia al NE. y al NW. Son frecuentes direcciones N 10-20 y N. 10-20 W.

Las potencias varian entre 0,01 metros hasta cuatro metros y a veces más en los grandes filones de Penouta y de La Faya, pero dominan los valores de 0,2 a un metro. Las inclinaciones se aproximan casi siempre a la vertical oscilando entre 90 y 70 grados. Son raros los filones tendidos; solamente en la cobertera de pizarras y en las proximidades del contacto con el granito aparecen algunos filoncillos paralelos a la bóveda, inclinados de 10 a 20 grados.

En los grandes filones de Penouta, de Miguil y de la Faya, se observa una estructura bastante más compleja. Casi nunca las salbandas del filón se apoyan sobre el granito,, sino que entre la masa plutónica y el filón aparecen rellenos de rocas de tipo aplítico y pegmatítico, profundamente alteradas, dando abundantes depósitos de caolin y arcillas rojas, con moscovita verde en bellos agregados fibro-radiados y grandes cristales de ortoclasas blancas y cuarzo. No puede reconocerse claramente, a consecuencia de la alteración, la roca primitiva pero todo hace creer en una pegmatita o roca similar. Es en ella donde aparece, la Scheelita, como elemento accesorio.

El espesor de estas salbandas pegmatíticas y porfiroides es variable, llegando en ocasiones a tener más de 0,2 metros. Las variaciones son muy notables aun a lo largo de un mismo filón, pero en ello ha influído, seguramente, como se verá, la tectónica ulterior específica de estos filones.

Algunos de estos filones de cuarzo, no sólo arraigan profundamente en la masa granítica sinó que se introducen en la cobertera, llegando a distancias considerables. En los alrededores de Doiras, los hemos visto a más de 1.000 metros de la bóveda plutónica. Otros en cambio no llegan a la cobertera de pizarras y se concentran en especial en las zonas más profundas asequibles de la masa granítica, es decir a 400 metros por deba-

jo de la cobertera y probablemente alcanzarán mayores profundidades. Finalmente, los menos, disminuyen visiblemente de potencia en las inmediaciones de la bóveda del plutón, se enriquecen en elementos porfiroides y pasan insensiblemente a pórfidos graníticos que se desarrollan entonces magníficamente en el interior de la cobertera. En la región oriental, inmediaciones de Miguil y de Calceira hay algunos ejemplos claros de este fenómeno. El filón de La Faya situado cerca del contacto, es un ejemplo didáctico, puesto que se transforma casi bruscamente en pórfido granítico, al pasar a la cobertera.

B. LOS DEPOSITOS MINERALES Y SU METALOGENESIS

Los filones de cuarzo que arman en la masa granítica de Boal y en su cobertera de pizarras contienen algunos depósitos minerales distribuídos con bastante uniformidad a pesar de las acciones mecánicas posteriores a su formación que han alterado parcialmente la estructura congénita de los yacimientos. Los minerales más frecuentes son los *feldespatos, moscovita, clorita* y como productos accesorios *scheelita* y en menor cantidad *wolframita* y *mispiquel.* La *casiterita* es un mineral raro, inexistente en la mayor parte de los filones. Los feldespatos, moscovita, clorita y scheelita, están localizados especialmente en los filones que arman en el granito, no pasando nunca a los filones de la cobertera. La wolframita, por el contrario, se encuentra con mayor frecuencia en los filones de cuarzo de la cobertera, aislada además de todos los restantes. Sólo en el filón de la Faya, la acompaña la casiterita, y aunque arma en el granito está a sólo 20-25 metros de la cobertera y además se introduce en ella. La wolframita ha aparecido también en pequeñas cantidades en el filón número uno de Penouta a unos 150 metros de la bóveda granítica, siendo este el punto más bajo, dentro del plutón en que se ha observado este mineral. Finalmente, el mispiquel aparece indistintamente a alturas muy diversas, puesto

que acompaña a las zonas de scheelita situadas a mayor profundidad, igual que a los cuarzos wolframiferos de la cobertera. En el Pato y en Coba, lo hemos visto acompañar a la wolframita a unos 1.000 metros por encima del contacto.

Los feldespatos, moscovita y clorita, son minerales de salbanda, resultantes probablemente de la degradación de rocas pegmatíticas o pegmatoides y no se encuentran nunca dentro de la masa cuarzosa. La Scheelita en cambio tiene varias formas de presentación:

1. Acompañando a los minerales de la salbanda en forma de pequeños cristales. Forma normal de presentación.

2. En cristales y en geodas dentro del cuarzo, pero localizada especialmente en los cruces de diaclasas y de fracturas. En las intersecciones de fallas de estiramiento han aparecido en ocasiones masas cristalizadas de varios kilogramos.

3. En cristales sueltos y geodas, pegado a la pared granítica de las salbandas pegmatoideas.

Estas diversas formas de presentación de la Scheelita nos orientan acerca de las condiciones metalogénicas, puesto que la Sheelita es un mineral pneumatolítico que se deposita en las postrimerías de la etapa pneumatolítica clase G de Fersman a temperaturas que oscilan entre los 400 y 450 grados centígrados Por otra parte, la asociación de la Scheelita con el cuarzo es puramente mecánica, puesto que la verdadera roca madre hay que buscarla en la masa pegmatoidea de las salbandas; los cristales de scheelita que se encuentran dentro de la masa cuarzosa, están siempre en las diaclasas y fracturas donde pudieron acumularse los volátiles durante el depósito de las pegmatitas de las salbandas. Parece existir, por lo tanto, una independencia completa entre los filones de cuarzo y los depósitos pegmatítico-tungsténicos en cuanto al aspecto genético, siendo debida su asociación a causas puramente estructurales, ya que los filones de cuarzo cuyas salbandas representan zonas de mínima resistencia, facilitarían el paso de los volátiles hacia el exterior y en su

consecuencia permitirían el depósito mineral. Estas consideraciones permiten establecer pues una primera conclusión metalogénica: la existencia de dos fases de depósitos mineral, la primera con depósitos exclusivamente silíceos y la segunda localizada en las salbandas de los primeros con mineralización pegmatítica y formación de scheelita.

La wolframita aparece en su forma típica, en cristales fibrosos-radiados grandes y pequeños íntimamente unida al cuarzo. La wolframita es un mineral pneumatolítico de mayor temperatura que la scheelita, puesto que cristaliza entre los 500 y 550 grados centígrados, correspondiendo a las pneumatolitas pegmatoideas de Fersman. (10). No obstante en el batolito de Boal, las segregaciones wolframíferas comenzaron en las inmediaciones del contacto de la bóveda granítica con la cobertera, es decir por encima de los depósitos de scheelita, cuando en realidad debía de suceder lo contrario por ser la scheelita mineral de menor temperatura.

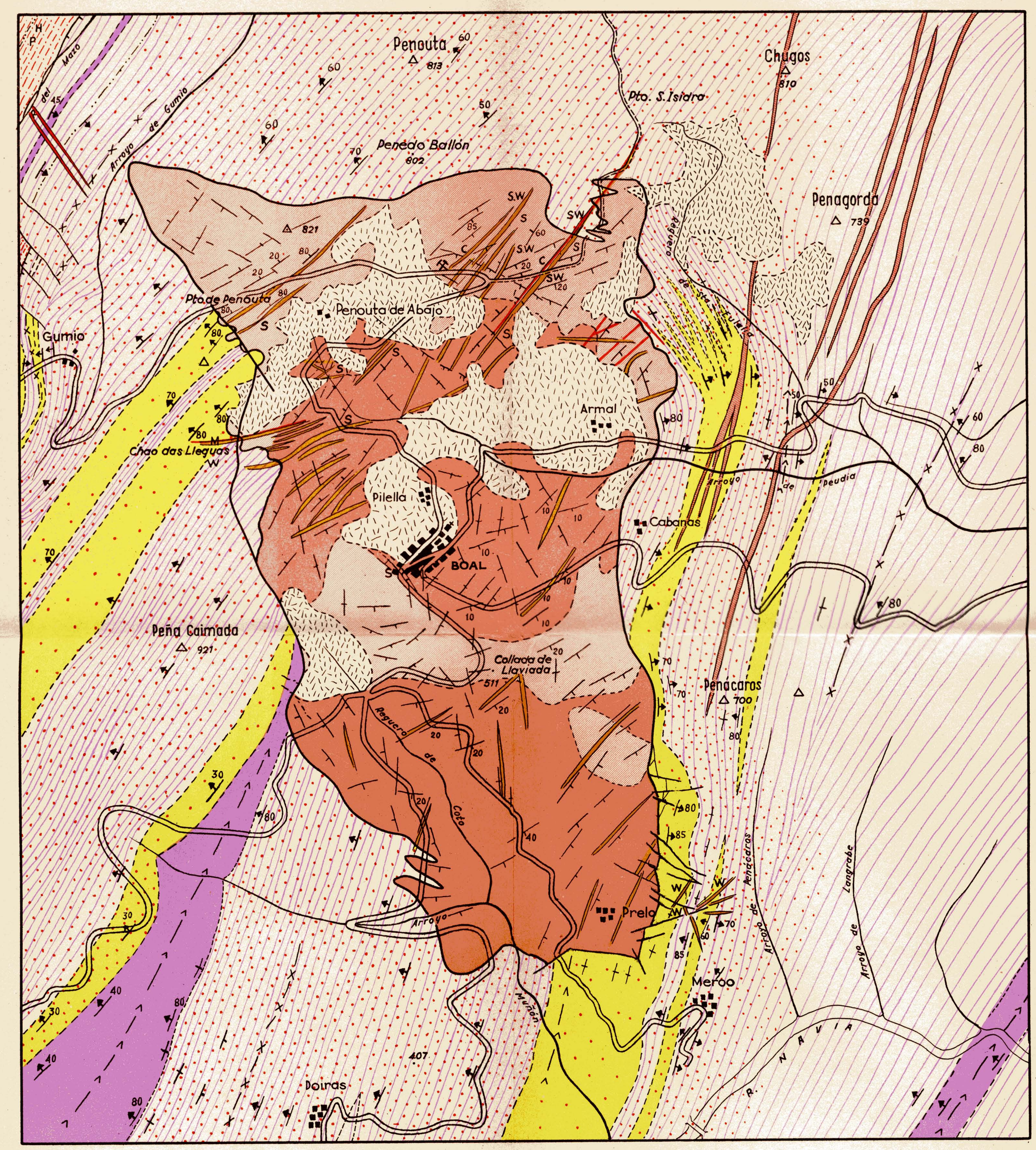
En realidad, la posición de las wolframitas, corresponde a su situación normal dentro de la expulsión de volátiles de un magma granítico, puesto que se hallan repartidas entre el contacto y los 700 metros dentro de la cobertera de pizarras. Excepcionalmente la wolframita alcanza los 1.000 metros en la cobertera (El Pato-Doiras) y penetra 150 metros en el interior del plutón (Filón 1 de Penouta); es pues la scheelita que ocupa una posición que en realidad no le corresponde dentro de la distribución normal puesto que la zona de scheelita debería de encontrarse por encima de la de wolframita, en lugar de situarse por debajo de ella. Esta circunstancia refuerza la hipótesis de la existencia de dos fases de metalización tungstífera en el plutón de Boal: 1. Una fase de emisión de caldos eminentemente silícicos y por tanto hiperácidos sin elementos calizos y con depósitos de wolframita, y 2. una fase de emisión de caldos peg-

MAPA GEOLOGICO DEL PLUTON DE BOAL

por

N. Llopis Lladó

1951-1960



matíticos, pobres en sílice y ricos en plagioclasas con formación de scheelita.

La primera fase, debió de corresponder a una época en que buena parte de la bóveda granítica estaba ya totalmente consolidada y además fracturada y diaclasada por comprensiones post-orogénicas puesto que los filones de cuarzo arman ya en buena parte dentro del granito. Durante la segunda fase, el espesor de la zona consolidada debió ser ya mucho mayor y no inferior a 500 metros, lo cual debió producir una depresión de las isogeotermas suficiente para desplazar hacia abajo en más de 1.000 metros las temperaturas de cristalización de la scheelita, es decir la isogeoterma de 450 grados.

La Casiterita aparece exclusivamente en el filón de la Faya, a 25 metros de la bóveda granítica, acompañando a la wolframita, pero no se la encuentra en cambio nunca en las zonas wolframíferas de la cobertera de pizarras. La casiterita es un mineral cuya dispersión alcanza desde la fase C, fase ya epimagmática con temperaturas de más de 600 grados hasta la fase F, con menos de 500 grados, interfiriendo, por lo tanto,, con la wolframita.

Finalmente, el Mispiquel es un mineral pneumatolítico-hidrotermal, repartido en las fases F, G, y H, es decir cuyas temperaturas de cristalización oscilan entre los 500 y 350 grados interfiriendo pues, plenamente con la scheelita y por sus zonas bajas con la wolframita y la casiterita. El mispiquel se presenta siempre en íntima relación con los filones de cuarzo de la primera fase de metalización introduciéndose profundamente dentro de la cobertera, (hasta 1.000 metros en El Pato).

En el siguiente cuadro se resumen las frecuencias y distribuciones de los minerales tipomorfos en el plutón de Boal y sus circunstancias metalogénicas:

La distribución de los minerales y filones en el plutón de Boal y las anteriores consideraciones permiten un ensayo petrogenético y mineralogénico que comprendería por lo menos los siguientes períodos:

Etapas	Magmatica	Epimagmatica	Pneumatolitica				Hidrotermal		Supergenica
Fases	A	B C	D	E	F	G	H	K	L
Tem.	1100	800	600		500		400	250	100
Wolframita									
Scheelita									
Casiterita									
Mispiquel									
Cuarzo									
Chorlo									
Clorita									
Moscovita									

1. Período intrusivo, con perforación y digestión de la cobertera pizarrosa, acompañada de fenómenos de metamorfismo.

2. Período filoniano, de protocristalización e inyección en la cobertera de caldos porfídicos, generadores de la aureola de diques de pórfidos graníticos que enraizan en la bóveda granítica y penetran en la cobertera. Este período corresponde a la etapa epimagmática de Fersman.

3. Primer período pneumatolítico con emisiones silíceas hiperácidas de metalización de wolframita y en la base, casiterita. El mispiquel acompaña a esta emisión. Este período comenzó cuando la bóveda granítica estaba ya consolidando por lo menos en un espesor de 400 metros, puesto que los filones de cuarzo arman en ella hasta esta profundidad. Etapa pneumatolítica de Fersman.

4. Segundo período pneumatolítico con emisiones pegmatoidicas ricas en plagioclasas, clorita, moscovita y scheelita. Es-

te período debió comenzar cuando la bóveda granítica tenía un espesor ya consolidado de por lo menos 800 ó 1.000 metros necesario para aceptar una depresión de las isogeotermas capaz de producir en la bóveda, temperaturas del orden de los 400 a 500 grados. Etapa pneumatolítico-hidrotermal de Fersman. Las fases de esta etapa aprovecharon para su emigración las diaclasas ya existentes y en especial las salbandas de los filones de cuarzo depositados en el período anterior.

5. Período de consolidación definitiva del foco magmático sin emisión de volátiles. En realidad este período es sólo la terminación del anterior.

C. TECTONICA DEL GRANITO

El plutón de Boal como la mayoría de los batolitos graníticos (8 bis) posee dos tipos de estructura, impuestos por causas distintas: 1. Estructura primaria o congénita, pre-tectónica y premetalogénica, impuesta por la intrusión magmática; 2. Estructura tectónica post-magmática, post-metalogénica.

1. *Estructura primaria, singenética*

La erosión, ha descubierto una determinada región del plutón de Boal, cuya posición puede deducirse del estudio de la estructura. Los elementos de la estructura singenética son las diaclasas de bóveda (sistema L de Cloos) y las foliaciones y orientaciones de los melanocratas ("*schlieren*").

En la región septentrional y oriental de los afloramientos están muy bien representados ambos tipos de estructura. En la carretera que asciende al collado de La Venta de Penouta, en las inmediaciones de la mina, permite apreciar un sistema de diaclasas de bóveda orientadas al sector NE., inclinadas al SE. 10 y 15 grados y con tendencia a la horizontal, que se con-

sigue en la entrada de la galería principal del piso dos de la mina Penouta. Toda esta zona es rica en "schlieren" y lo propio ocurre a lo largo del camino de San Isidro donde se encuentra también desarrollado el sistema de bóveda, el cuál tiene tenedencia a tomar la horizontal, hacia el N. y NW. y a inclinarse en cambio hasta los 20 grados hacia el sector S. Parece esto indicar que la bóveda principal y su región más elevada está situada por debajo de la cobertera del pico de Penouta y que la erosión del valle de Boal haya cortado el flanco SW. de dicha bóveda.La escasez de diaclasas de bóveda y de "schlieren" en toda la región occidental del contacto, parecen corroborar esta suposición. En este caso la máxima concentración de volátiles y por consiguiente de depósitos de scheelita correspondería a la zona de Penouta entre la bóveda situada un poco más al N. de Penedo, Ballón y el arroyo de la Pasada. Todas las exploraciones mineras como los trabajos de prospección realizados hasta la fecha, parecen corroborar esta hipótesis puesto que en efecto, en sus líneas generales, existe una concentración de mineral en los filones situados en el valle de Penouta y en las vertientes meridionales de Penedo Ballón, siendo en cambio menos ricos los filones si-

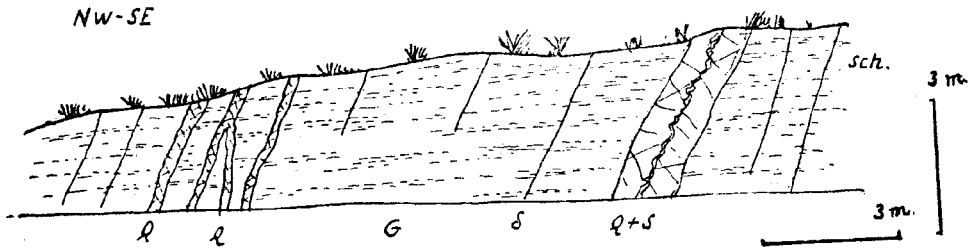


Fig. 4.—Corte de la granodiorita en la carretera de Boal a Vegadeo, cerca de la entrada de minas de Penouta
Sch. «Schlieren». Q-S. Filón de cuarzo con Scheelita
Q. Filones de cuarzo. d. diaclasas NE-SW

tuados tanto hacia el W. como hacia el E. especialmente los orientales.

La estructura de bóveda se encuentra repartida principal-

mente, como es normal, en las inmediaciones del contacto con la cobertera. A todo lo largo del camino de Lleiras de Arriba a la Bouza, especialmente los alrededores de Miguil y de Calceira, aparecen numerosos "schlieren" que alcanzan por consiguiente una profundidad de por lo menos 600 metros por debajo de la cobertera. Las diaclasas de bóveda del sistema L alcanzan hasta 50 metros por debajo de la zona de "schlieren". Estas estructuras de bóveda afectan indiferentemente a los granitos de ambas facies.

2. *Estructura tectónica, post-metalogénica*

Una vez consolidada la bóveda del granito de Boal los esfuerzos tectónicos póstumos de la orogénesis herciniana determinaron la formación de una serie de redes de diaclasas normales en la mayor parte de los batolitos semejantes. (8 bis).

El sistema dominante es el NE-SW. con variaciones hacia el N. y E. de 10 a 20 grados; los individuos de este sistema están predominantemente inclinados entre 70 y 85 grados hacia el NW. Muchos de ellos son fallas verticales y horizontales. En

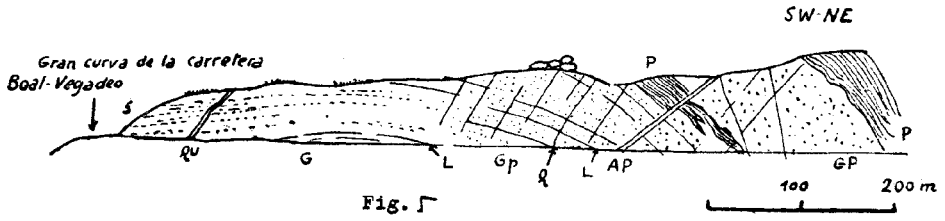


Fig. 5.—Contacto de la granodiorita con la cobertera de pizarras del Llandeilo en el camino de la ermita de S. Isidro de Penouta
QU. Filón de cuarzo. AP. Dique de aplita. G. Granodiorita normal
Gp. Granito porfídico (pequeños fenocristales). GP. granito porfídico (grandes fenocristales) de hasta 5 cm. L. Diaclasas de bóveda. Q. Diaclasas transversales (sistema Q.) S. «Schlieren». P. Pizarras con quiastolita del Llandeilo

otros aparecen rellenos de cuarzo, de tal modo que la red de filones más importantes de todo el batolito tiene esta orientación.

En el diagrama estereográfico que se adjunta puede apreciarse como la máxima densidad de filones de diaclasas observadas corresponden a este sistema NE-SW. que aparece por consiguiente como dominante.

Los restantes sistemas son hasta cierto punto accesorios cuando se comparan con éstos; lo que indica que las principales presiones postorogénicas que engendraron la diaclasación del granito de Boal procedían del E. Esta circunstancia sirve para corroborar la disminución de volátiles y, por consiguiente, de depósitos minerales en la zona oriental, puesto que las presiones que persistían en la masa magmática procedente de aquel punto impelían a los productos gaseosos hacia el W. y los concentraban, por lo tanto, en la región central del batolito.

Estas presiones del E. persistieron con posterioridad al relleno mineral de los filones y son seguramente las responsables de la tectónica específica de estos que describiremos a continuación.

Estos sistemas de diaclasas, cuyas características globales pueden verse en el ya mencianado diagrama estereográfico, constituyen los elementos más importantes de la tectónica del granito de Boal, puesto que las posteriores compresiones que hayan podido originar los esfuerzos tectónicos alpinos sólo consiguieron rejuvenecer los accidentes hercinianos. A consecuencia de esta circunstancia, no aparecen fallas transversales de gran salto; la mayoría son micro y mesofallas que desplazan transversalmente los filones desde algunos centímetros a un máximo de 2 m. Solamente entre Lleiras de Abajo y Penouta de Arriba parece existir una dislocación de mayor envergadura que rompe la continuidad de los filones hacia el SW. de tal modo que todos los filones situados al SW. de esta supuesta fractura toman rumbos próximos al W-E. De todos modos, esta falla la situamos únicamente con carácter provisional, puesto que aunque la torcedura de dichos filones es evidente, no tenemos pruebas definitivas para admitir dicho accidente.

3. *Fenómenos de metamorfismo y tipo plutónico.*

La intrusión granítica dé Boal provocó en la cobertera de pizarras la serie de fenómenos de metamorfismo corrientes en estos batolitos. Las transformaciones sufridas por la cobertera dependieron, como siempre, de la composición petrográfica de los materiales afectados.

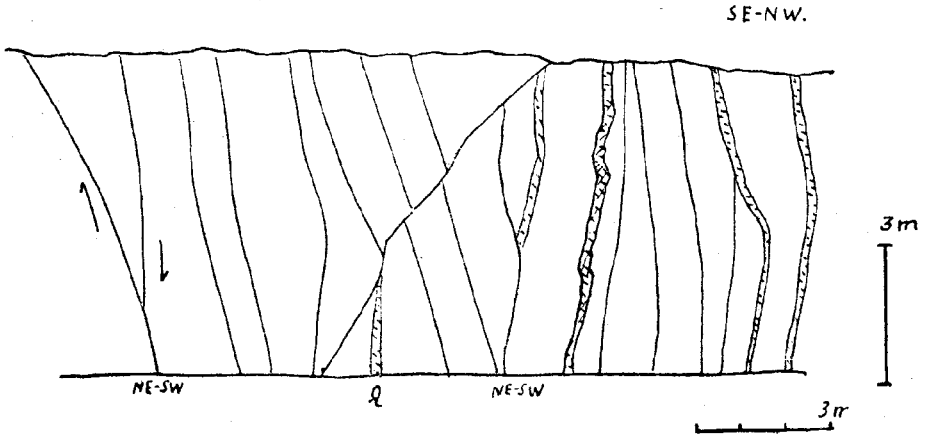


Fig. 6.—Microtectónica de la granodiorita de Boal en una cantera a la derecha de la carretera de Doiras a la salida de Boal
Q· Filones de cuarzo con Scheelita

Las cuarcitas del Arenig son totalmente refractarias al metamorfismo, de tal modo que en contacto directo con el granito no han sufrido la más ligera transformación, como puede verse en el extremo SW. de la demarcación Coto.

La serie de pizarras y arenas abigarradas es también muy poco sensible al metamorfirmo. No obstante, aparecen en éllas minerales epizonales como la sericita que forma amígdalas. En la pista que desde La Venta de Penouta se dirige a Boal, donde se corta el contacto del granito con dichas pizarras abigarradas, puede verse cómo estos materiales se han transformado predominantemente en pizarras satinadas, amigdaloides y sericíticas. Algunos niveles menos refractarios se cargan de moscovita,

Las pizarras azules del Llandeilo son las más sensibles al metamorfismo, apareciendo en ellas hermosos cristales de quiastoli-

ta y biotita aún a distancias importantes de la bóveda granítica. Las pizarras de Penouta, Penácaros y Peña Caimada, situadas a más de 600 m. de la bóveda del plutón, están cargadas de estos minerales, disminuyendo progresivamente la densidad de estos cristales a distancias mayores, pero encontrándose todavía hasta cerca de los 1.000 m. del granito.

Los contactos del granito con su cobertera son extremadamen-

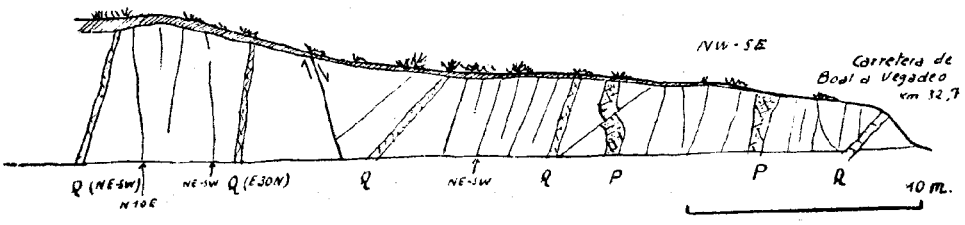


Fig. 7.—Microtectónica de la granodiorita en el cruce del camino de Boal a Penouta de Abajo con la carretera de Boal a Vegadeo
Q. Filón de cuarzo. P. Filón de pegmatita rica en Scheelita
El resto es la granodiorita normal cruzada de diaclasas

te irregulares a consecuencia de que se produjeron fenómenos de digestión y formación de enclaves. En el camino de las minas de Penouta a San Isidro, lo propio que en la Rebollosa, al NW. de Santa Eulalia, se encuentran bellos ejemplos de digestión y enclaves. En estos lugares, a 15 m. de la bóveda se encuentran, además, filones capas de cuarzo y aplitas que se disponen paralelamente a la bóveda granítica y que representan intentos de penetración, del magma en el interior de la cobertera, detenidos siempre a corta distancia de la bóveda a consecuencia del carácter refractario de los materiales de ésta.

La intrusión granítica cortó indiferentemente la estructura de la cobertera. Aun cuando en sus líneas generales parece existir una cierta tendencia a la adaptación del plutón a la bóveda del anticlinal herciniano de Boal, el batolito corta netamente la estructura, como puede verse en los contactos occidentales que en algunos puntos son muy claros. El afloramiento granítico penetra por el puerto de Penouta y llega hasta cerca del arroyo de

Chao del Campo, cortando transversalmente las alineaciones tectónicas hercinianas. No obstante, la influencia del plutón sobre la cobertera es bien manifiesta, aun en sentido mecánico, puesto que ha desarrollado en las pizarras una esquistosidad, transversal a la estratificación, especialmente clara en Llamiceiras (contacto oriental), donde los estratos están oscilando siempre alrededor de la vertical.

El plutón de Boal es, pues, discordante con la cobertera, armónico y de génesis post-tectónica o mejor probablemente póstumo tectónico, puesto que debió de estar afectado, como ya se ha dicho, por los últimos esfuerzos orogénicos hercinianos.

D. TECTONICA ESPECIFICA DE LOS FILONES

El estudio detallado de la estructura de los filones ha permitido deducir algunas de sus características tectónicas del mayor interés para el conocimiento de la actual distribución de la mineralización.

Las salbandas de la mayoría de los filones de cuarzo, donde se encuentra la Scheelita, presenta señales de fuerte tectonización. En todos ellos aparecen espejos y estrías de falla que acreditan movimientos de cierta importancia con posterioridad al relleno. La presencia de las rocas pegmatoideas y de Scheelita en las formas de presentación ya indicadas, implica, por lo menos, la existencia de dos fases tectónicas afectando la estructura de los filones, y una fase anterior al relleno cuarzoso, puesto que los cuarzos se inyectaron en diaclasas ya existentes y posteriormente fueron diaclasados por nuevos esfuerzos; finalmente, después de la inyección de las pegmatitas tungstiferas, nuevos esfuerzos provocaron el rejuego de las diaclasas y de las salbandas, determinando la actual estructura. Estas fases fueron, pues, las siguientes:

1. Fase tectónica herciniana de generación de diaclasas en la bóveda del plutón recién consolidada. Inyección de cuarzos en estas diaclasas.

2. Segunda fase tectónica herciniana con diaclasación de los filones de cuarzo y probable fractura de salbandas. Inyección de rocas pegmatoides y Scheelita por las salbandas y por las diaclasas del interior del filón.

3. Fase tectónica alpina, con removilización de las antiguas estructuras y rejuego vertical y horizontal de los accidentes.

Esta útima fase tectónica, por ser más reciente, fue la que decidió la estructura actual. En ella aparecen dos tipos de accidentes distintos:

1. Fallas de juego vertical, responsables de las estrías y espejos de las salbandas y de la brechificación de los depósitos pegmatoideos en éllas alojadas. Los filones se han desplazado casi siempre hacia abajo,, mientras las salbandas constituían labios elevados.

2. Fallas de juego horizontal, productoras de estrangulaciones longitudinales de los filones y de sus salbandas pegmatoideas, con formación de pequeñas dovelas longitudinales de granito, a manera de cuñas.

Estos dos tipos de fallas tienen importancia distinta en la distribución actual de la mineralización, puesto que mientras las primeras apenas tienen influencia en dicha distribución por no haber modificado apenas la primitiva posición de los depósitos, las segundas tienen verdadera importancia en este sentido, puesto que no sólo determinan la estrangulación longitudinal de las salbandas sino aún la desaparición momentánea del filón entero. El ejemplo más claro de este tipo de dislocaciones lo tenemos en el avance del filón núm 3, donde en menos de siete metros de profundidad dos filones de cuarzo de 0,2 m., orientados E. 20 N., se conjugan para dar un gran filón de 3 m. de potencia, N. 40 E. Pequeñas láminas de granito quedan, no obstante, dentro del filón resultando, limitadas por espejos de falla que acreditan el carácter tectónico de la conjugación; la misma zona NE. del filón resultante está formada por cuarzo cataclástico, que acredita una intensa acción tectónica brechificante.

Con el filón de la Bastiana pasa algo semejante en las calicatas inmediatamente inferiores al terraplén de la vía de vagonetas; aquí la falla horizontal es sinuosa y estrangula rápidamente el cuarzo en la calicata superior, de tal modo que en los registros situados por encima de la vía no aparece ya el filón, sino diques de aplitas y pegmatitas con Scheelita, reapareciendo, en cambio, más hacia arriba, donde lo han descubierto las numerosas calicatas practicadas.

La tectónica de los filones hace prácticamente imposible reconocer la primitiva distribución de la mineralización, puesto que los estiramientos y laminaciones han alterado completamente la estructura congénita del filón. En su consecuencia, hay que

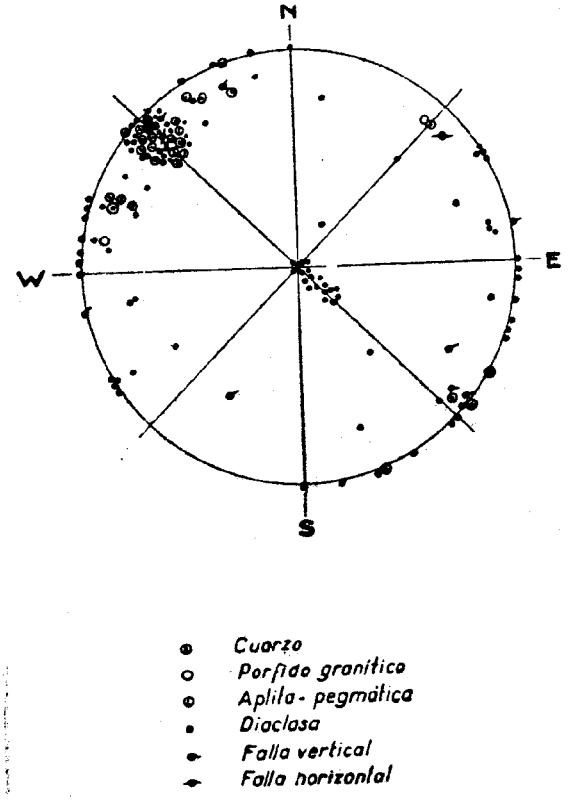


Fig. 9

aceptar que *antes de producirse esta tectónica, la mineralización debió ser más regular y que la irregularidad de la distribución actual se debe exclusivamente a causas puramente tectónicas.*

III. GEOLOGIA MINERA

A. LAS ZONAS MINERALIZADAS

La mayoría de los filones de cuarzo que surcan el granito de Boal presentan señales de mineralización por la Scheelita. No obstante, su distribución sobre el mapa deja ver unas zonas de mayor concentración localizadas en la región central y septentrional del afloramiento granítico. Los filones de cuarzo de orientación NE-SW. y rumbos próximos son siempre los que están más mineralizados, lo que una vez más acredita la importancia que la tectónica ha tenido en esta orientación en el plutón de Boal, desde todos los puntos de vista.

El complejo filoniano de Penouta puede dividirse en tres grandes conjuntos:

1. Sistemas NE-SW. de Penouta y sus vertientes meridionales.
2. Sistemas de rumbos próximos a los W-E de los alrededores de La Pasada.
3. Filones de la cobertera.

1. *Grupo de La Faya.*

a. *Filones de Penouta y sus vertientes meridionales*

Este primer grupo, que llamamos de La Faya por formar parte de él, el llamado filón de La Faya consta de tres filones muy bien desarrollados y situados en las proximidades de la cobertera.

El más septentrional está situado al NW. de las casas de Penouta de Arriba y aparece cortado por la carretera del collado de La Venta entre los kilómetros 30,5 y 31. Por debajo de la carretera existe una calicata que constituye el límite occidental descubierto. En esta calicata el filón tiene 3 m. de potencia, orientación NE-SW, inclinado 80 grados al NW.; tiene además sal-

bandas pegmatoideas y con posibilidades, por consiguiente, de hallarse Scheelita. Este filón disminuye progresivamente su potencia hacia el NE., no por causas tectónicas, sino por adelgazamiento normal, de tal modo que en la carretera tiene sólo 1,2 m., y a unos 300 m. al E. de El Picón, donde lo hemos vuelto a encontrar, está formado por tres cuerpos de 0,2 m. Hacia el SW., la pista de La Venta a Boal no lo corta, lo que nos hace suponer que termina antes de llegar al contacto con la cobertera. Este filón, que llamaremos *Faya 1*, tiene, pues, un desarrollo longitudinal de unos 800 m., cortándolo la superficie topográfica en una profundidad visible de 70 m.

El filón medio, que llamaremos *Faya 2*, aparece claramente detrás de las casas de Penouta de Arriba, armando en el granito porfídico, orientado NE-SW., inclinado 80 grados al NW., mostrando una potencia de 3 m. Un poco más hacia el NE. aflora de nuevo, pero solamente con 1 m. de potencia. También en éste se acusa, pues, una marcada tendencia a perder espesor hacia el NE. Más hacia el SW. desaparece entre los aluviones, aunque puede encontrarse numerosos y grandes cantos de cuarzo en un recorrido de más de 200 m., lo que parece indicar una posible continuidad. No hay señales de mineralización por la Scheelita.

El filón inferior, Faya 3, o de La Faya propiamente dicho, es el más importante del grupo y ha sido ya parcialmente explotado. Se trata de un filón de cinco metros de potencia máxima que puede seguirse más de 200 metros. Está orientado de NE a SW. inclinado 70 grados al NW. Las salbandas tienen rocas pegmatoideas y fuerte mineralización por la Scheelita. El corte del filón, en la galería principal de la zona SW. permite ver la siguiente estructura:

Muro:	Salbanda SE. Granito normal.
	Filón de pórfido granítico de 0,80 metros.
1,5 m.	Granito normal con filoncillos de cuarzo.

0,8 m. Salbanda de roca pegmatoidea-porfiroide, con feldespatos, caolin, moscovita, clorita y scheelita.
4 m. Filón de cuarzo con mispiquel.
0,2 m. Rocas pegmatoideas-porfiroides con wolframita, casiterita y scheelita.
Techo: Salbanda NW. Granito normal.

La estructura congénita de este filón es altamente ilustrativa por lo que a la metalogenia se refiere, puesto que la asociación de Casiterita, Wolframita y Scheelita, parece estar localizada especialmente en la salbanda NW. mucho menos potente y más irregular que la SE. que solamente contiene Scheelita. El mispiquel está localizado en el interior del filón de cuarzo. La salbanda pegmatoidea del SE., potente de 0,5 a 0,80 metros tiene una elevada riqueza en scheelita.

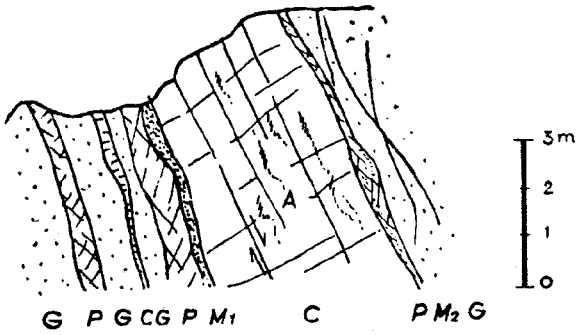


Fig. 11.—Detalle del filón de La Faya.
G - Granodiorita; P - Pórfido granítico; C - Cuarzo; M_1 - Salbanda posfídica con Scheelita; M_2. - Salbanda porfídica con Scheelita, Wolframita y Casiterita; A - Mispiquel.

Por el SW. el filón Faya 3, se introduce en la cobertera de pizarras perdiendo rápidisimamente espesor y enraizándose con un dique de pórfido, estéril, que arma en la cobertera. Hacia el NE., los aluviones que cubren las vertientes situadas entre las casas de Penouta de Arriba y Penouta de Abajo, impiden ver la posible continuidad de Faya 3 en este sentido. La carretera de Penouta entre el km. 31 y las minas no corta ningún filón aunque hay muchos aluviones que lo enmascararían fácilmente. El filón más occidental del grupo de Penouta es el F 3,3er piso; presenta características muy parecidas al de La Faya y es posible que se trate de su prolongación oriental.

2. *Grupo de Penouta*

Es el más conocido a consecuencia de la intensidad de la explotación que se había iniciado hace ya algunos años y que progresa considerablemente en la actualidad. Comprende varios filones que han sido denominados F1, F2, F3, FA y FB; aquéllos que se hallan en explotación han sido divididos en tres pisos, excepto el F1 que lo fue en seis, habiéndose abandonado los tres superiores.

El más occidental es el F3. Ha sido explorado mediante un registro de unos 50 metros de longitud con un transversal de pocos metros cerca de su terminación. A los ocho metros de la entrada hay una falla horizontal que corta el filón haciéndolo cambiar bruscamente de dirección, pasando de E-20-N a W-E. Este accidente va precedido de otras pequeñas fallas satélites. Además de estos accidentes transversales aparecen fallas longitudinales de importancia, que producen estiramientos y laminaciones que hacen cambiar rápidamente la potencia del filón. El accidente más aparatoso está a pocos metros del avance, donde se hallan dos filoncillos de 0,2 metros y orientación E-20-N que se conjugan rápidamente formando un filón de tres metros. N-40-E. La conjugación es puramente mecánica, pues las láminas de granito que separan los filones iniciales están claramente estranguladas en el filón resultante. Es el efecto de la tectónica longitudinal de los filones que ya hemos estudiado en la parte geológica y que tanta importancia tiene para la distribución actual de la mineralización.

El *Filón 2* está situado a unos 80 metros al SE. del anterior. Ha sido cortado por dos labores distintas: una a partir de la carretera, siguiendo el afloramiento, y otra a partir del filón 1 que lo corta transversalmente. Las labores realizadas a partir del afloramiento consisten en una galería, hoy abandonada, de unos 15 metros de longitud, la cuál permite apreciar la compleja estructura de esta zona del filón. El hastial W. es un plano

CORTES GEOLOGICOS DE LAS CONCESIONES DE "MINAS DE PENOUTA"

POR

M. LLOPIS LLADO

—1953—

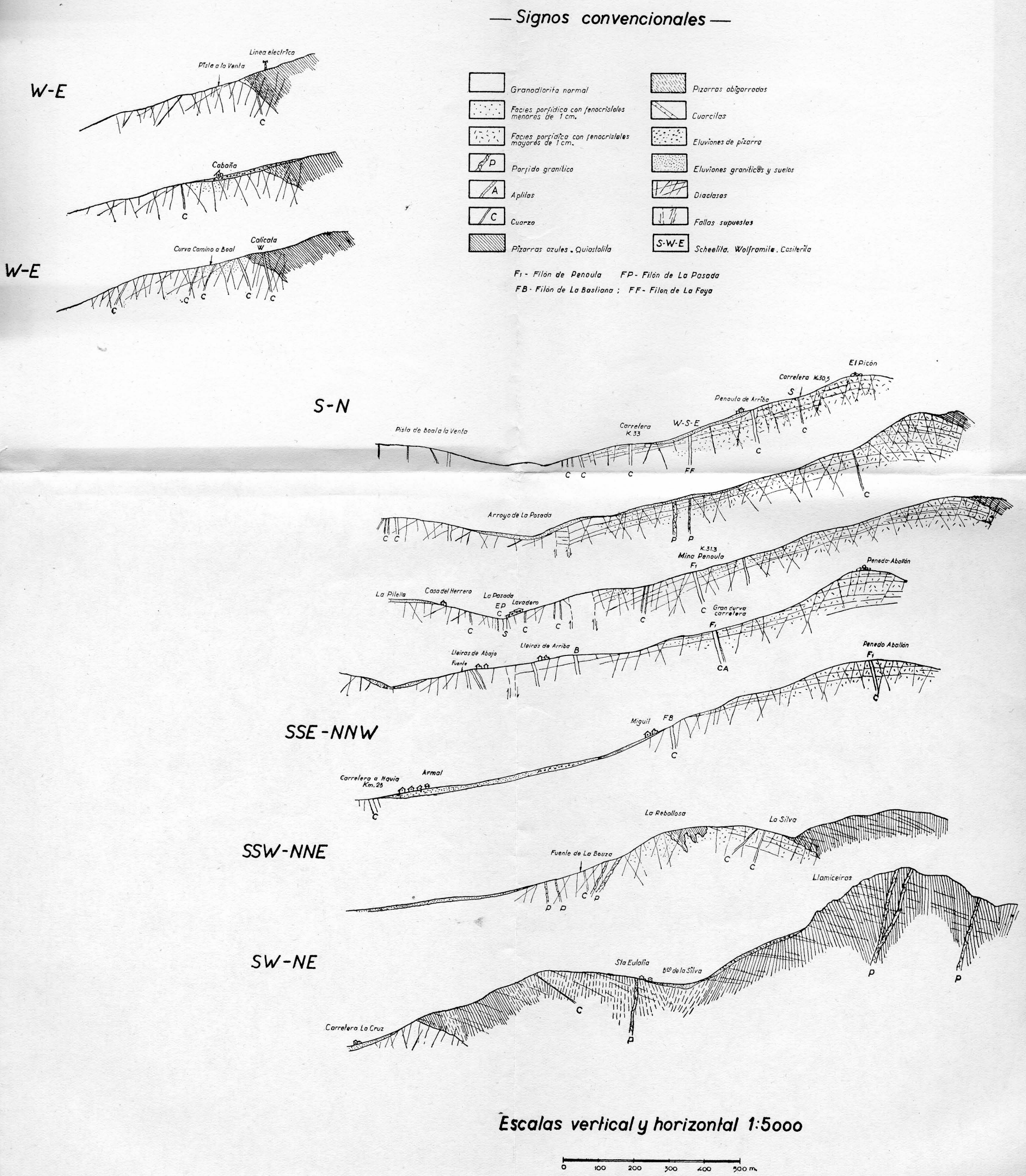
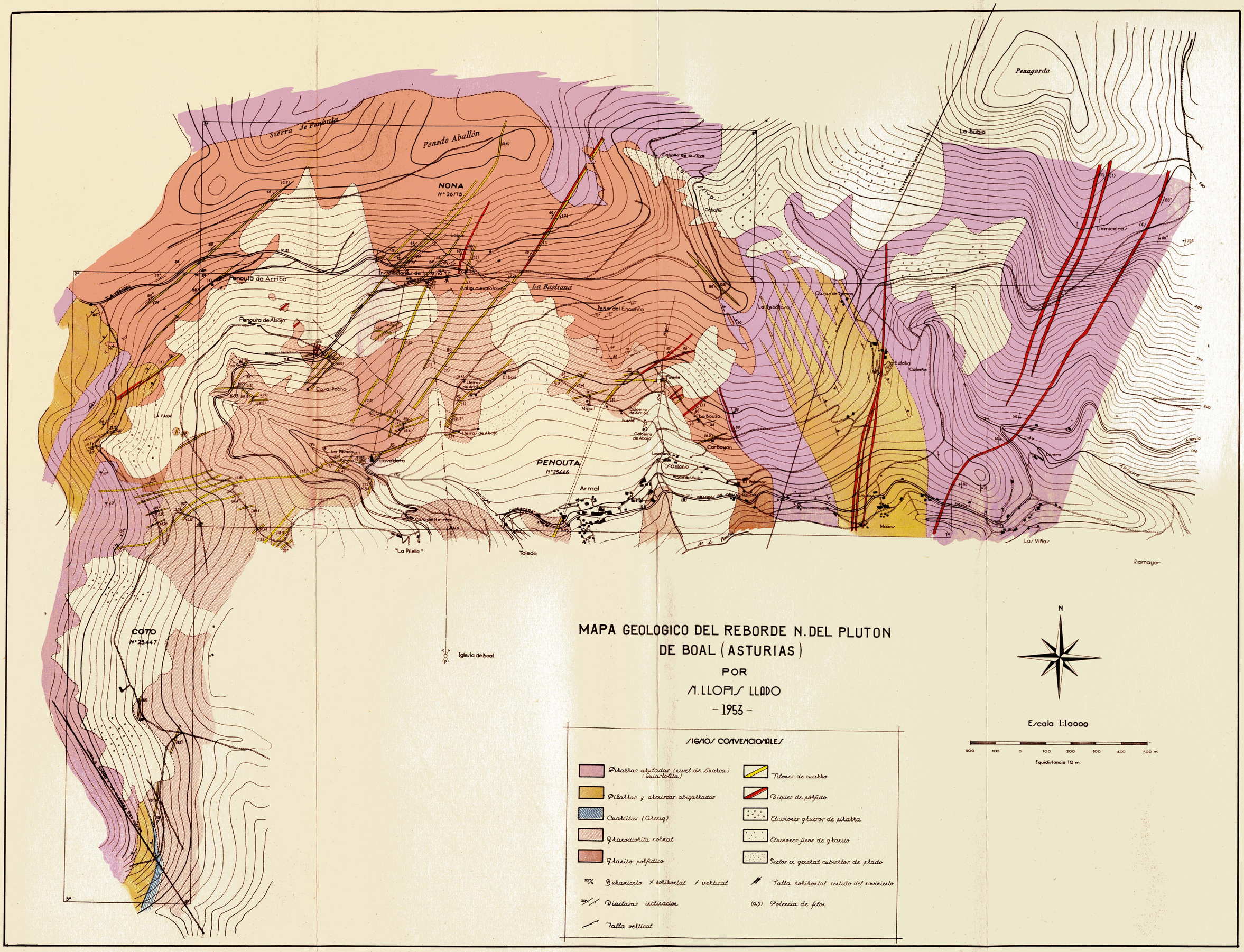


Fig. 14


Sierra de Penouta
Penedo Aballón
NONA
Nº 26175
Penagorda
La Bubia
Cabaña de la Alva
Cabaña
Llamiceira
Penouta de Arriba
Instalaciones de la mina
Antigua explotación
La Bastiana
Peña del Encanto
Casa de Tamón
La Rebollosa
Penouta de Abajo
Casa Pacho
El boa
Lleira de Arriba
Lleira de Abajo
Miguil
Fuente
Calceiro de Arriba
Calceiro de Abajo
La bouza
Carbayón
La Eulalia
Cabaña
LA FAYA
La Parada
Lavadero
PENOUTA
Nº 25466
Armal
Antonio
Casa del Avio
Palomar
Casa del Herrero
Aux.
"La Pilella"
Toledo
Mazos
Cavera
Las Viñas
Riomayor
COTO
Nº 25467
Iglesia de Boal
MAPA GEOLOGICO DEL REBORDE N. DEL PLUTON
DE BOAL (ASTURIAS)
POR
A. LLOPIS LLADO
- 1953 -
SIGNOS CONVENCIONALES
Pizarras aleitadas (nivel de Luarca) (Cuarzolita)
Pizarras y areniscas abigarradas
Cuarcitas (Arenig)
Granodiorita roteal
Granito porfídico
Buzamiento X horizontal / vertical
Diaclasas inclinación
Falla vertical
Filones de cuarzo
Diques de pórfido
Eluviones gruesos de pizarra
Eluviones finos de granito
Suelos de gravedad cubiertos de prado
Falla horizontal sentido del movimiento
(0,3) Potencia de filón
N
Escala 1:10000
200 100 0 100 200 300 400 500 m
Equidistancia 10 m.

de falla sin estrías que se incurva en su extremo SW. El E. es otro plano de falla análogo; ambos han ascendido de manera que el filón ha bajado entre ellos. En el avance de esta galería aparecen acuñamientos debidos a fallas longitudinales parecidas a las de 3, que estrangulan el filón y lo bifurca.

El transversal del F1, que corta al F2, permite apreciar bien sus características: tiene 0,3 metros de potencia, dirección N-40-E, inclinado 85° al E. Las salbandas aparecen tectonizadas y tiene Scheelita. En el granito pórfido en el que arma, aparecen otras dislocaciones satélites.

El *filón 1* es el más importante hasta ahora, desde el punto de vista industrial, pues es el que ha suministrado mayor cantidad de material por haber estado sometido a una explotación más intensiva. La extracción ha sido distribuída en seis pisos, de los cuáles se han abandonado momentaneamente los tres superiores.

Se trata de un filón de orientación general NE-SW, con oscilaciones al N-40-E y E-40-N, inclinado 65°-70° al NW. En el piso tercero presenta un buen corte que permite reconocer su estructura. De NW a SE se encuentra:

Hastial NW. Granito porfídico.
- 0,1 m. Roca pegmatoide, laminada y brechificada con un hastial de granito orientado y brechificado, de 0,06 metros. Los 0,04 metros restantes contienen moscovita, plagioclasas, clorita, caolín y Scheelita.
- 0,3 m. Zona de cuarzo cristalizado.
- 2,7 m. Filón de cuarzo.
- 0,06 m. Salbanda pegmatoide semejante a su gemela del NW.

Hastial SE. Granito porfídico.

Estas características sufren multitud de variaciones vertical y longitudinalmente a consecuencia, siempre de la tectóni-

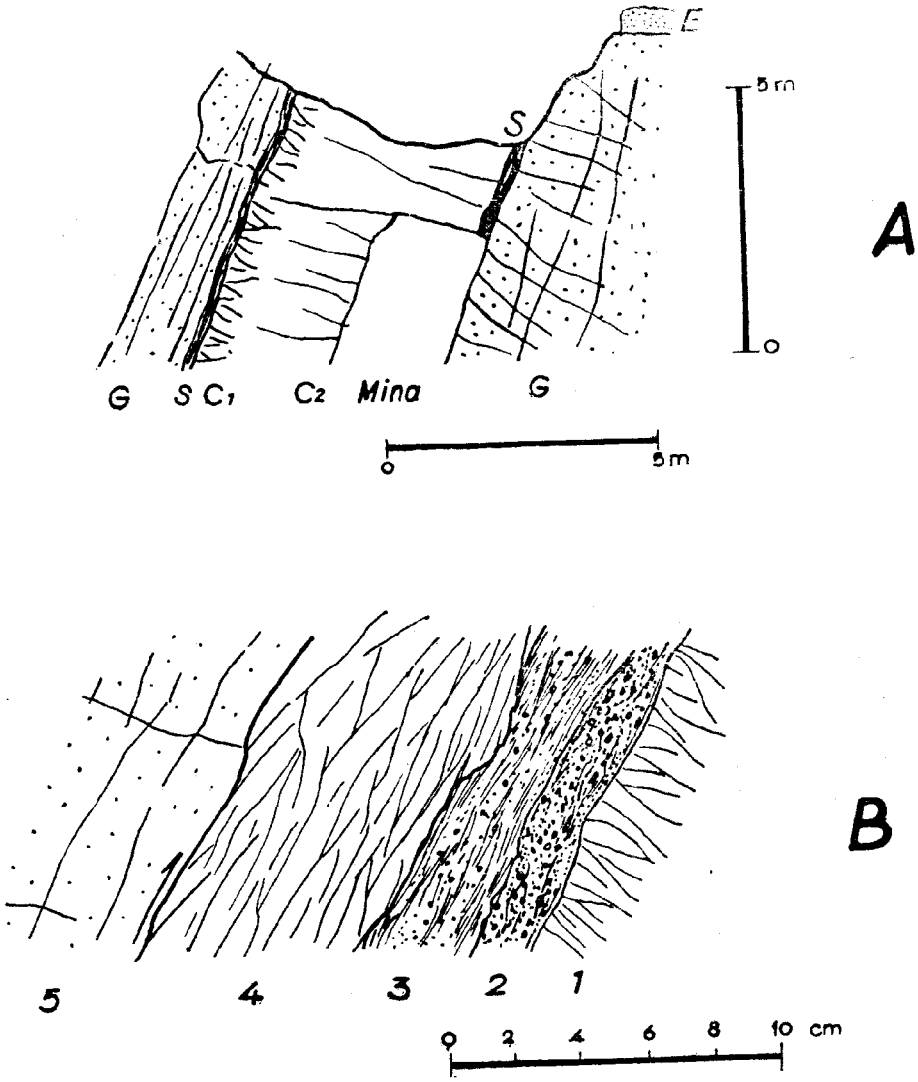


Fig. 12.—A- Filón de cuarzo; C_1 - C_2, armando en Granodiorita G, con salvandas S, ricas en Scheelita.

B- Detalle de la salbanda.

1 - Zona de cristal de roca.

2 - Zona de plagioclasas, moscovita y Scheelita con cemento arcilloso.

3 - Zona de Scheelita con moscovita y arcilla roja.

4 - Granodiorita brechificada y laminada.

5 - Granodiorita normal.

ca, sobre todo de los accidentes longitudinales. En el piso dos, el filón tiene neta forma lenticular adelgazándose progresivamente de uno a otro extremo desde la entrada hasta el avance. La zona más ancha es de 2,8 metros en el transversal, teniendo sólo 1,2 en el avance. A 50 metros del transversal hay una falla W-20-N que lo corta y permite la aparición de un dique de pórfido gris, NE-SW. A unos 100 metros del transversal aparecen fallas convergentes hacia abajo que acuñan el filón en profundidad.

En el piso tres el filón ofrece una gran regularidad hasta los 60-65 metros de longitud ,donde aparece por la misma falla W-20-N ya localizada en el piso dos; a partir de este punto comienzan una serie de irregularidades y pequeños cambios de dirección; hay una digitación a lo largo de 50 metros con dos filones, uno 0,6 y otro de 0,4. Los últimos 80 metros de galería están casi continuamente dislocados por microfallas de poco salto, que culminan a 10 metros del avance, donde aparece una rotura transversal más importante N-40-E, que lo corta, permitiendo la aparición de otro (tal vez una digitación del mismo), de 0,8 metros con Scheelita, orientado N-30-E; tiene salbanda pegmatoidea. El filón principal continúa hacia el NE. con sólo 0,2 metros. Aparece también un dique de pórfido gris; rotura y dique determinan la aparición de un manantial no aforado, que debe dar cerca de un litro por segundo, que dificulta los trabajos.

A consecuencia de la pendiente de la superficie topográfica, el emboquillado del piso cuatro comienza a 190 metros de la entrada del piso uno, presentándose con cuatro metros de potencia, máxima de todo el filón. No obstante, en el piso tres, a 10 metros por debajo, aparece dividido en dos filones de 0,60 metros y 0,4 metros, como ya se ha indicado antes. En el resto de la galería las potencias de este filón oscilan entre un metro y 1,2 metros hasta llegar a la falla N-30-E, donde la galería está hundida.

El piso cinco sólo es transitable en una longitud de 70 metros. En la entrada se aprecian ya fallas longitudinales y transversales que provocan un cruce con una rama N-30-E. A los 70 metros aparece la zona de fractura ya indicada, donde la galería está hundida; la potencia oscila en este piso alrededor de un metro.

El piso seis es una pequeña labor de 250 metros y un transversal que corta el filón con una potencia de 0,5 metros. Representa la labor más avanzada hacia el NE., puesto que alcanza a 50 metros más al NE. del avance del piso tercero, lo que indica que el filón uno no termina con la zona de falla ya mencionada, sinó que indudablemente se prolonga más hacia el NE.

De la observación de la estructura y características congénitas del Filón 1, se deduce netamente que, si bien existe una tendencia congénita a estrecharse tanto hacia el NE. como hacia el SW, las irregularidades de potencia, y por consiguiente de la repartición de la mineralización, son debidas a causas puramente mecánicas. El acuñamiento tiende a hacerse tanto en sentido longitudinal como vertical, puesto que han actuado sobre el filón fallas de movimiento vertical y de movimiento horizontal. Los accidentes transversales son casi siempre microfallas; solamente existen dos accidentes más importantes: uno W-20-N, a unos 150 metros de la entrada del piso uno, y otro N-30-E, a 300 metros de la misma entrada.

A pesar de esta tendencia al adelgazamiento por sus extremos reconocidos, el Filón 1 se prolonga evidentemente tanto hacia el NE como hacia el SW. Hacia el NE, ascendiendo por las vertientes meridionales de Penedo Ballón, se reconocen multitud de cantos de cuarzo de gran tamaño que no deben proceder de muy lejos. Cerca de la cota 780 aparece un filón de cuarzo "in situ", de 1,3 metros de potencia, inclinado al NW. 70° y orientado NE-SW; sus características son idénticas a las del filón 1, de modo que todo hace suponer que sea su continuación o por lo menos la de alguno de sus gemelos, pero tanto en

uno como en otro caso, implican una continuidad de todos los elementos filonianos de Penouta hacia el NE. Finalmente, en la misma cumbre del cordal de Penedo Ballón, aflora de nuevo el filón de cuarzo digitado en varios, de pocos centímetros, y con las salbandas invadidas por pórfido granítico. Es aquí donde el filón de Penouta tiene su terminación normal, a unos 200 metros de la cobertera de pizarra.

Hacia el SW. la identificación es más difícil a consecuencia de los numerosos aluviones que cubren las vertientes de los alrededores de Penouta de Abajo. No obstante, es casi probable que F1 se continúe en un filón de 0,5 metros. E-35-N, inclinado 80° NW, que aparece cortado por la carretera entre los kilómetros 32 y 32,5. En este caso sería éste el último afloramiento de F1, puesto que más hacia el SW. aparece ya la supuesta línea de falla que rompe la continuidad de los afloramientos y que determina un marcado cambio de dirección en todos los filones.

Filones A y B.—Forman parte de un conjunto de filones de potencia media que arman en el granito porfídico entre el filón 1 y la gran curva de la carretera del km. 32. El F. A tiene orientación N-40-E, inclinado 80 NW y 0,8 metros de potencia. En la calicata donde se cortó, se le ve adelgazar hacia el SW., pasando a 0,6 metros. Es posible que este filón se enlace con el que, con dirección y caracteres parecidos, se ha cortado en una calicata cerca de la entrada del transversal del piso 2 del filón 1. El filón B tiene solamente 0,1 de potencia y sufre desviaciones debidas a fracturas y estiramientos.

Filón C.—Situado en la misma curva de la carretera al E. de los anteriores. Direción general N-10-E, pero variando hacia el E. a consecuencia de fallas transversales. En las calicatas más bajas aparece con un metro de potencia, alcanzando 1,2 metros al nivel del piso dos (general); en la calicata del piso tres tiene sólo 0,2. Estas oscilaciones de potencia son debidas, como en los demás filones, a estiramientos producidos por fallas longitudinales.

3. *Grupo de La Bastiana.*

El filón de La Bastiana constituye el elemento más importante del grupo que denominamos de La Bastiana. Al nivel del piso segundo, dicho filón está situado a 224 metros de la curva de la carretera. La dirección general es N-30-E. inclinado 60° NW. con una potencia de 1,20 metros. Con estas características aparece en la serie de calicatas practicadas por debajo del indicado piso segundo, habiendo sido reconocido hacia el SW. por dichas calicatas en una longitud de 120 metros.

Las calicatas practicadas al nivel de los pisos segundo y tercero no han cortado el filón de cuarzo apareciendo en cambio, en la misma dirección, unos filones de 5 a 6 cm. de rocas aplíticas y pegmátíticas ricas en Scheelita identica a las de los filoncillos que corta la trinchera del indicado piso segundo entre el filón 1 y la curva de la carretera. Esto es debido a un fenómeno de estiramiento producido por una falla longitudinal de estilo análogo a las ya estudiadas en los F1, F2 y F3. La fractura es perfectamente visible en la segunda de las calicatas situadas por debajo del piso dos, la cuál estrangula rápidamente el filón de cuarzo en la primera de dichas calicatas.

No obstante, hacia el NE., las calicatas practicadas a diversos intervalos hasta la cumbre del cordal que separa las vertientes de Penouta del valle de La Silva, han descubierto la continuidad hacia el NE de dicho filón, que en los alrededores de la cota 730 tiene un metro de potencia, está orientado al N-30-E y tiene abundante mineralización de Scheelita. En las salbandas de este filón aparecen rocas porfíricas que engruesan hacia el NE.

Hacia el SW. puede reconocerse la continuidad del mismo en la pequeña vallonada situada al W. de Lleiras de Arriba por donde pasa la línea eléctrica que nutre el transformador de la mina. En este punto la orientación es N-40-E. inclinado 80° NW. y la potencia es de dos metros presentando también

abundantes señales de Scheelita. Más hacia el SW. ya no se descubre, pero ello no es de extrañar si se tiene en cuenta que nos hallamos ante la zona de discontinuidad tectónica de la que ya se ha hablado en varias ocasiones.

El filón de La Bastiana tiene, pues, una longitud reconocida de un kilómetro prolongándose todavía, probablemente hacia el NE, hasta la cabecera del valle de La Silva, habiendo sido cortado por la erosión en una profundidad de cerca de 300 metros, presentando mineralización en la mayor parte de los afloramientos.

B. FILONES DEL VALLE DE BOAL

En este conjunto incluimos todos aquellos filones ya en las cercanías de la vaguada del valle de Boal o de Penouta, los cuáles comprenden dos conjuntos: 1) El grupo de La Pasada, situado al S. de la zona de discontinuidad tectónica, y 2) el grupo de Miguil-La Bouza, situado al N. de dicha discontinuidad.

1. *Grupo de La Pasada*

Comprende un complejo conjunto de filones de direcciones muy diversas situados en la cabecera del valle de Penouta, que presentan espesores muy variables, pero la mayor parte con señales de Scheelita. Entre el km. 33 de la carretera y "Casa Pacho" aparece un filón de 0,2 metros vertical, cortado por la indicada carretera, que puede seguirse en una longitud de 60 metros y en una profundidad de 20 metros. Su dirección es E-10-N. En la vaguada va acompañado de otros más pequeños de 0,15 metros y 0,05 de la misma dirección y también NE-SW. En las inmediaciones de "Casa Pacho" aparece un grupo de filones NE-SW y N-30-E. cuyas potencias oscilan entre 0,05 y 0,7 metros cortados por el camino que desde dicha casa asciende a la carretera. También descendiendo desde "Casa Pacho" hacia el lavadero de las Minas de Penouta, el camino corta varios filones de potencias distintas y de la misma orientación, pero

abundando aquí los elementos de tendencia W-E., muchos de ellos con mineralización de Scheelita rosada y blanca. Es en este conjunto donde sin duda cabe buscar la continuidad hacia el SW. de los grandes filones ya descritos de Penouta y de La Bastiana.

El más importante del grupo de La Pasada es el filón que da nombre al conjunto (filón de La Pasada) y que ha sido cortado en las mismas paredes del lavadero. En este punto la dirección es E-20-N. inclinado 80° al NNW. y con una potencia de dos metros, presentando abundante Scheelita. Este filón parece poder identificarse, hacia el E., con otro de características muy parecidas que aparece en la fuente de Lleiras de Abajo, a 300 metros más hacia el E. Hacia el W. es probable pueda identificarse con otros fragmentos descubiertos por calicateo y afloramientos en los caminos de La Faya y de Boal a La Venta. El más próximo al lavadero es una calicata situada en las inmediaciones y por debajo de la carretera, entre los kilómetros 33,6 y 33,7. Otros fragmentos aparecen en los caminos indicados, con características idénticas y finalmente es probable que se introduzca en la cobertera de pizarras de las vertientes de Chao dos Llegues, enlazando con el filón de cuarzo con Wolframita explorado en la concesión Coto núm. 25.447. Este enlace es desde luego teórico, pero tiene muchas probabilidades de ser cierto por cuando no hemos podido descubrir ningún accidente tectónico importante que rompa la continuidad de los filones y sí en cambio multitud de microfallas, transversales y longitudinales, que sumadas representan saltos de cierta consideración, responsables de los repetidos cambios de dirección de los filones, que de este modo no pueden tener un desarrollo rígido. De esta estructura da idea la complicada tectónica específica del afloramiento de Coto, donde el filón aparece profundamente estrangulado y deformado por fallas predominantemente de direcciones W-E y N-S en sólo los 35 a 40 metros que se ha recorrido.

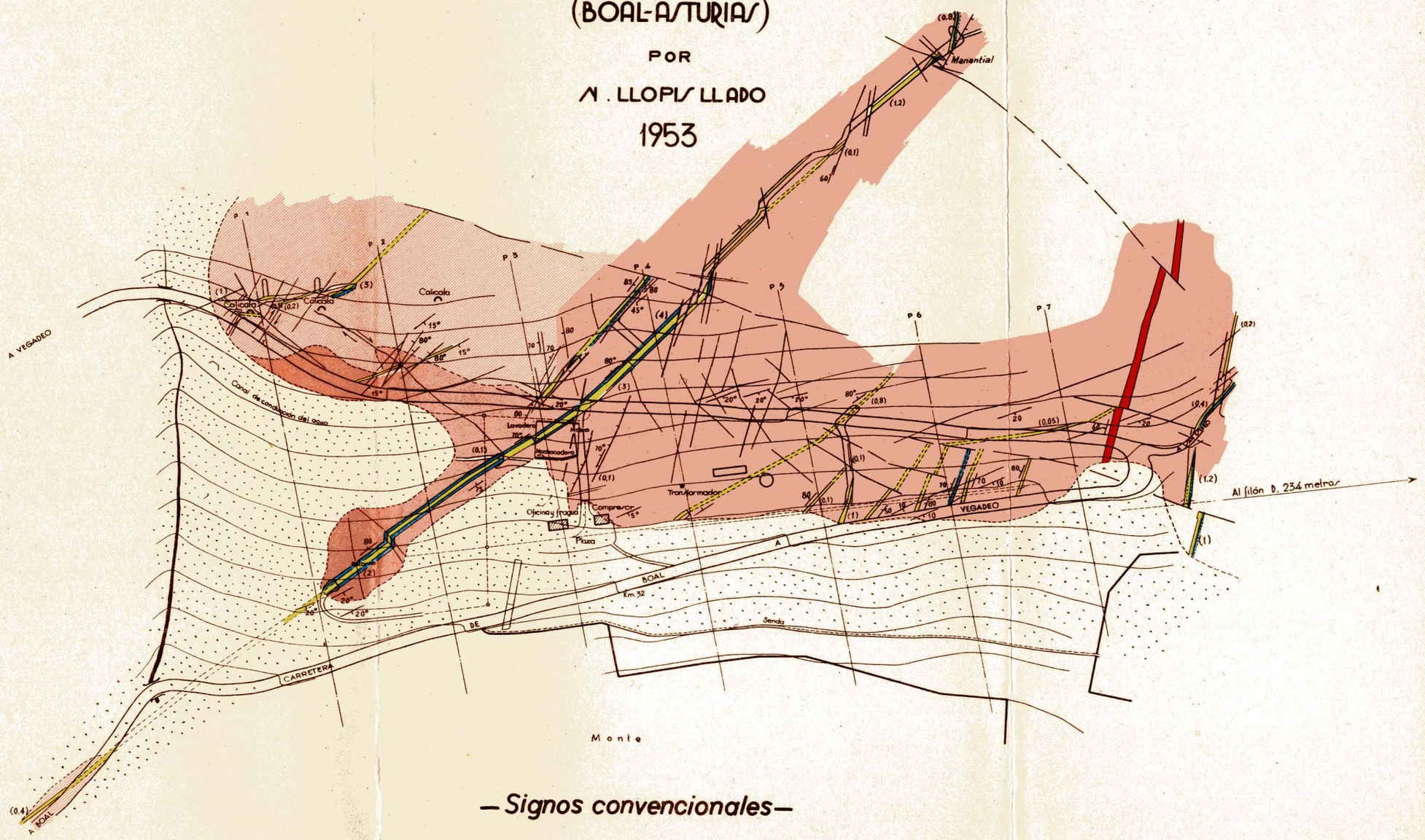
Admitiendo, pues, esta continuidad, el filón de La Pasada ten-

MAPA GEOLOGICO DE LA MINA "PENOUTA"
(BOAL-ASTURIAS)

POR

N. LLOPIS LLADO

1953



—Signos convencionales—

- Granito normal
- Granito porfídico
- Cuarzo
- Aplitas - pegmáticas
- Pórfido granítico
- Eluviones y escombreras
- 20° Diaclasas, inclinación
- Falla vertical
- Falla horizontal. Sentido del movimiento
- (0,5) Potencia

N
W O
S

Escala 1:2000

Equidistancia 5 m.

dría un desarrollo longitudinal de cerca de 1 kilómetro 500 metros y reconocible en una profundidad de 200 metros desde la vaguada del lavadero hasta la cobertera de pizarras del Chao dos Lleguas. La Scheelita ha sido localizada solamente en el segmento del lavadero.

2. *Grupo de Miguil-La Bouza*

En los alrededores de Miguil, Armal y La Bouza aparece una zona interesante rica en filones y poco explorada todavía. El camino de Lleiras a El Palomar entre El Bao y Calceira de Arriba corta algunos de los elementos de este grupo que en su conjunto tienen orientaciones NE-SW como los de la Penouta.

El más importante de todos los elementos de este grupo es un gran filón de 3 metros de potencia, NE-SW., vertical situado entre Miguil y Calceira de Arriba, en el que no se advierten señales de Scheelita. En Armal, a pocos pasos del kilómetro 25 de la carretera de Navia, aparece un filón de 3,5 metros de potencia con análogas características que el anterior y que probablemente corresponde a su continuación SW. La zona intermedia ocupada por praderías no permite afloramientos. En este caso este filón tendría un desarrollo de 600 metros de longitud reconocible en 100 metros de profundidad.

Al N. de este filón aparece otro E-30-N de 1 metro de potencia inclinado 70° WNW., que ha sido calificado en dos puntos dando muestras de Scheelita blanca. Es posible que sea el mismo que aparece cortado por el camino de Miguil a El Bao con una potencia de 0,6 y dirección NE. en cuyo caso tendría un desarrollo longitudinal de unos 400 metros reconocible en una profundidad de 40 metros.

Estos filones del grupo de Miguil, no alcanzan, por lo común la cobertera que aparece muy próxima, en La Rebollosa y en Corbayua al E. de Calceira de Abajo. En su lugar aparecen raíces de diques de pórfidos graníticos que se desarrollan ampliamente en el interior de las pizarras de la bóveda plútonica,

C. FILONES DE LA COBERTERA

La cobertera del plutón de Boal es, en esta zona, pobre en filones en general. En la región occidental, vertientes de Chao dos Lleguas y Peña Caimada son algo más numerosos. El camino de La Venta a Boal, corta a algunos de poco espesor en general, ya en las inmediaciones de la bóveda. De todos ellos, solo el ya mencionado de la concesión Coto, que consideramos como la prolongación dentro de la cobertera, del filón de La Pasada ,ha dado Wolframitas; algunas calicatas practicadas cerca de la cumbre del Chao dos Lleguas, han resultado infructuosas.

En la región oriental, la pobreza es mayor todavía. Es cierto que buena parte del valle de La Silva, especialmente en su cobertera está cubierto de eluviones y suelos, pero en los afloramientos de pizarras, bastante extensos en las vertientes de Penagorda, los filones de cuarzo son rarísimos y de poca potencia en general. El mayor de todos ellos es el ya citado de San Isidro, que a pesar de haber sido concienzudamente explorado no ha suministrado muestra alguna de Wolframíta. Unicamente uno de los filones de La Silva dió wolframíta, recientemente, después de haberse efectuado estos estudios.

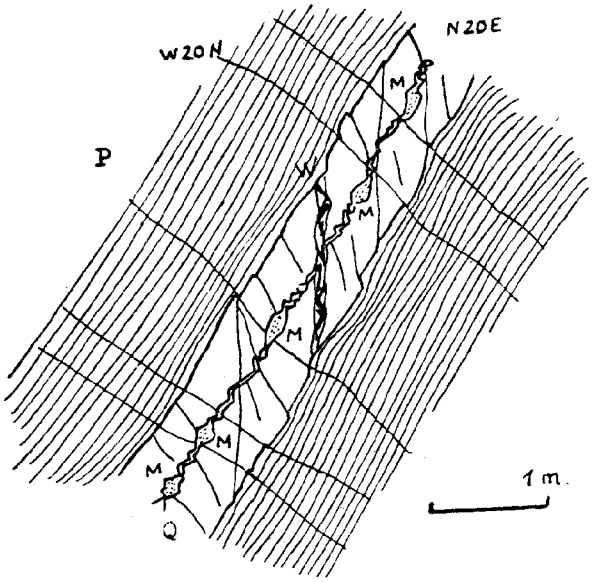


Fig. 15.—Estructura del filón de cuarzo wolframífero del yacimiento de El Pato (Villar de S. Pedro).

p. Pizarras del Llandeilo con quiastolita.
Q. Cuarzo.
M. Mispiquel.
W. Wolframita.

Sin negar la posibilidad de la existencia de determinadas cantidades de wolframita en los filones de la cobertera (filón de La Silva), no cabe duda ninguna que la zona oriental de dicha cobertera es evidentemente pobre en pneumatolitas e hidrotermalitas, lo que puede explicarse, por las ya indicadas razones: 1) Situación marginal en la bóveda del plutón; 2) Compresiones del E., que obligaron a los volátiles ha desplazarse hacia el centro y occidente del plutón.

Todas estas observaciones y consideraciones nos permiten llegar a una importante conclusión: *Que la mayor concentración mineral se encuentra en la región central y septentrional del afloramiento granítico, donde se encontraba la bóveda del plutón.*

B. DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS DE LA MINERALIZACION

La tectónica específica longitudinal de los filones que se ha estudiado en el capítulo de tectónica, impide, como ya se ha indicado, reconocer la posición primitiva de la mineralización dentro de los filones de cuarzo; no obstante, la distribución actual impuesta por la estructura tectónica ulterior, parece indicar que existía una gran regularidad, puesto que hoy ha desaparecido solamente en las zonas de mayor intensidad de laminación. El filón de La Bastiana es muy explícito en este sentido, mineralizado en todo su recorrido de más de un kilómetro.

Lo propio debía pasar en profundidad, puesto que, también en el mismo filón, aparece la Scheelita, desde la zona más profunda reconocida hasta las inmediaciones de la cobertera. La profundidad total de la mineralización puede evaluarse en un mínimo de 300 metros, (distancia vertical que media entre la zona más alta de La Bastiana y el filón de La Pasada) pero es probable que dicha mineralización alcance todavía otros 100 metros de profundidad, puesto que los filones de cuarzo de la zona de La Pasada no tienen aspecto de raíces.

Como ya se ha indicado, la mineralización empobrece a partir del meridiano del lavadero tanto hacia oriente como hacia

ocidente, pero este empobrecimiento es más importante hacia el E., por las razones ya indicadas. La máxima concentración de la mineralización se encuentra entre el lavadero y las Minas de Penouta por ser éste el eje de plutón, como ya se ha dicho.

CONCLUSIONES GENERALES

Como resultado de las observaciones realizadas y de las consideraciones expuestas en los capítulos que anteceden, pueden sentarse las siguientes conclusiones:

1) Los yacimientos de minerales de wolframio del plutón de Boal son el resultado de la expulsión de productos volátiles durante la consolidación del magma granítico que actualmente constituye dicho plutón. La eyaculación se realizó en dos etapas, en la primera de las cuáles se formaron los depósitos de wolframitas sincrónicos de los filones de cuarzo y en la segunda se eyacularon pneumatolitas ricas en Scheelita, a consecuencia, tanto de la depresión de las isogeotermas provocadas por el enfriamiento como por la riqueza en calcio del medio en que cristalizaron los volátiles ricos en wolframio.

2) La Scheelita se depositó en la bóveda granítica ya enfriada y consolidada, utilizando las diaclasas, predominantemente del sistema NE-SW. con ligeras veriaciones, que es el dominante. La Scheelita es en realidad un mineral accesorio de aplitas y pegmatitas constituídas a expensas de dichos volátiles durante la segunda fase de mineralización.

3) La mineralización alcanza por lo menos a 300 metros de profundidad a partir de la cobertera del plutón, pudiendo suponer que continúa otros 100 metros, sin gran margen de error.

4) La distribución primitiva de dicha mineralización, está enmascarada totalmente por la tectónica ulterior específica de los filones de cuarzo, los cuáles han sufrido estiramientos importantes con laminación de salbandas, donde precisamente arman las rocas pegmatoideas ricas en Scheelita.

5) La máxima concentración de Scheelita se encuentra en el eje del plutón, es decir la zona de Penouta y de La Pasada, disminuyendo la importancia tanto hacia el W. como hacia el E. La zona oriental es probablemente la más pobre.

6) Los filones de cuarzo comprenden dos grandes conjuntos: 1) Grupo NE. con orientaciones dominantes NE-SW. y 2) Grupo SW. con direcciones dominantes W-E. Entre ambos suponen la existencia de una falla NW-SE. que no ha podido ser comprobada. Los filones del grupo NE continúan, con toda seguridad hacia el NE. por las vertientes de Penouta.

RÉSUMÉ

Les dernierès manifestations de l'orogénèse hercynienne dans les Asturies ont mis en place le pluton de granodiorite de Boal. Ce pluton est post-orogénique, disharmonique et discordant avec la structure hercynienne. On y distingue deux facies pétrográphiques: 1. Granodiorite normal et 2. Granite porfidique. Ce dernier est toujuors développé à proximité de la voûte. Le pluton s'est installé dans le flanc W. d'un synclinorium de schistes bleus du Llandeilo avec des flancs de quarzites armoricaines. L'intrusion magmatique a donné lieu à une auréole de métamorphisme de contact; les schistes ordoviciens se sont transformés en micaschistes et schistes à chiastolite; les quarzites armoricaines sont trés refractaires au métamorphisme. Le métamorphisme arrive à presque 2.000 m. du pluton.

Les volatiles se sont déposés sur la voûte du pluton déjà consolidé en deux étapes donnant lieu à deux cycles de minéralisation. Le premier cycle a déposé des filons de quartz à wolframite, jusqu'à 1.000 m. de la voûte du pluton; le deuxième des pegmatites à Scheelite, utilisant les salbandes des filones de quartz wolframifère, les deux phases ont été déduites de la position des hydrothermalites wolframifères, plus élevées par ra-

pport aux pneumatolites á scheelite. Le maximun de minéralisation se trouve dans la voûte du pluton, en accord avec les théories de Fersmann sur la distributión de la minéralisation dans les plutons granodioritiques.

SUMMARY

The final manifestations of the hercynian orogenesis in Asturias are responsible for the appearance of the pluton of Boal. This pluton is postorogenic, disproportionate and discordant with the hercynian structure. Two petrographic facies can be noted: 1) Normal granodiorite, and 2) porphyritic granite. The latter is always developed in the proximity of the vault. The pluton is found in the W. side of a syncline of blue schists of Llandeilo with Armorican quartzite edges. The magmatic intrusion gives way to an aureola of contact metamorphism; the Ordovician schists changed into micaschists and schists with quiastolite; the Armorican quartzites are strongly opposed to the metamorphism. The metamorphism extends through 2.000 m. of the pluton.

The volatiles were deposited in the vault of the pluton already consolidated, in two stages, giving rise to two mineralization cycles. The first cycle has deposited the seams of wolframitic quartz up to 1.000 m. in the vault of the pluton; the second one the pegmatites with scheelite using the "salvandas" of wolframitic quartz; both stages or phases having been inferred from the position of the wolframitic hydrotermalites, higher in relation to the neumatolithes with scheelite. Most of the mineralization can be found in the vault of the pluton according to Fermann's theory on the distribution of the mineralization in granodioritic plutons.

BIBLIOGRAFIA

1. ACEVEDO, B.: Boal y su concejo. 1 vol., 116 págs., Oviedo, 1898.

2. ADARO, L y JUNQUERA, G.: Criaderos de hierro de Asturias. Tomo II de la obra "Criaderos de hierro de España". Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 1 texto, 676 págs., X láms., Madrid, 1916.

3. MC ALLISTER, JAMES, F and CARLOS RUIZ, F.: Geology of tungsten deposits in North Central Chile. V. S., Geological Survey. Bull. 960-C, págs. 80-108, 7 figs., 3 mapas, Washington, 1948.

4. BARROIS, CH.: Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galicie. Mem. Soc. Geol. d. Nord., vol. II, núm. 1., 630 págs., 20 láms. (Thése), Lille, 1882.

5. BATEMAN, A. M.: Yacimientos minerales de rendimiento económico. (Economic Mineral. Deposits). 1 vol., 975 págs., 278 figs., Barcelona, 1957.

6. COMBA, A.: Los yacimientos españoles de minerales especiales para ferroaleaciones. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., vol. 9, núm. 9, págs. 85-120. Madrid, 1942.

7. COTELO NEIVA, J. M.: Una provincia metalogénica estanifero-tungsténica ibérica. Las Ciencias, año XI, núm. 3, págs. 501-505, Madrid, 1946.

8. COOPER, J. R.: Geology of the Tungsten. Antimony and Gold Deposits near Stibnite. Idaho. V. S. Geological Survey. Bull. 969-F, págs. 151-198, 7 figs., 4 mapas, Washington, 1951.

8 (bis.) CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. 1 Vol., 503 págs., 354 figs., Berlín, 1936.

9. EMMONS, W. H.: The principles of Economic Geology, 529 págs., 329 figus., New York, 1940.

10. FERSMAN, A. E.: Pegmatites. 1932.

11. FERSMAN, A. E.: Geochimie. Leningrad, 1934.

12. GUÍA GEOLÓGICA DE ASTURIAS: XIV Congr. Geol. Intern., 106 páginas. 7 figs., XVII láms., 3 maps. Madrid, 1926.

13. HERNÁNDEZ PACHECO, E.; Distribución de la Wolframita en España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., núm. 5, págs. 247-254. Madrid, 1905.

14. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: El Cambriano en España. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, 1933.

15. Id., íd.: El Sistema Siluriano, Inst. Geol. Min. Esp., (Nuevo Map. Geol.), dos fasc. 592 y 449 págs., con figs. y maps. Madrid, 1942.

16. Id., íd.: Criaderos de hierro en la zona de Luarca. Mem. Inst. Geol. Esp., págs. 621-668, 11 grabs., 4 fots. Madrid, 1916.

17. Id., íd.: Hierro de Galicia. Tomo I. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, 1922.

18. KRUSCH, P.: Die Berzichunger der Wolframit und erzlagerstätten westspaniens zu graniten und zu tektonik. 1. 2. 1928.

19. LEMMON, D. M.: Tungsten deposits of the Benton Range, Mono county, California. V. S. Geological Survey. Bull, 922-S, págs. 581-593, 2 figs., 2 maps. Washington, 1941.

20. LEMMON, D. M. y DORR, J. V. N.: Tungten deposits of the Atolia district San Bernardino and kern counties California. V. S. Geol. Survey Bull. 922-H, págs. 205-245, 4 figs., III láms. Washington, 1940.

20 bis. LLOPIS LLADÓ, N.: Estudio Geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias. Monogr. geol. núm. III., 1 vol. 177 págs., 29 figs. 1 map. Oviedo, 1955.

21. LLOPIS LLADÓ, N.: Los rasgos morfológicos y geológicos de la cordillera Cántabro-Astúrica. Trab. y Mem. del Inst. Geol. Oviedo, Páginas 9-51. Oviedo, 1950.

22. LLOPIS LLADÓ, N.: Estudio geológico y geotécnico de las concesiones mineras de "Minas de Penouta" (Boal-Asturias). Oviedo, 1953. (Inédito).

23. Id.: Sobre la morfología de los Picos de Ancares y Miravalles (Asturias). Las Ciencias, t. XIX, núm. 3, págs. 627-643, 5 figs. Madrid, 1954.

24. LLOPIS LLADÓ, N. y MARTÍNEZ, J. A.: Estudio de Geología Económca de la cuenca alta del Narcea (Asturias). Oviedo, 1959. (Inédito).

24 bis. Id. y FONTBOTÉ, J. M.: Estudio geológico de la Cabrera Alta (León). Mon. Geol. XIII. 134 págs., 23 figs., 1 map. Oviedo, 1959.

25. MALLADA, L.: Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Cámbrico y Silúrico. Mem. Map. Geol. Esp., t. II, 515 páginas. 36 figs. Madrid, 1896.

26. MELÉNDEZ Y MELÉDEZ, B.: Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica. Inst. Cienc. Nat. José Acosta. Ser. Geol., t. I, núm. 1, 179 páginas, XLV láms. Madrid, 1943.

27. PAGE, L. R.: Tin and Tungsten deposits at silver Hill. Spokane county, Washington. V. S. Geological Survey, Bull. 931-H, págs. 177-203. Washington, 1942.

28. ROBERTS, R. J.: The Rase Creek tungsten Mine. Pershing County Nevada. V. S. Geological Survey, Bull. 940-A, págs. 1-14, 3 figs., 1 map. Washington, 1943.

29. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: Las rocas eruptivas de España. Mem. Acad. Cienc. Art. Madrid, t. VI, 660 págs., CI láms., 33 figs. Madrid, 1937.

30. SCHULZ, G.: Mapa topográfico de la provincia de Oviedo, escala 1:12.500. Madrid, 1855.

31. Id.: Descripción geológica de la provincia de Oviedo. 1 vol., 138 págs., Atlas de láms. Madrid, 1858.

32. Id.: Reseña geognóstica del Principado de Asturias. Anal. de Min., vol. 1. Madrid, 1838.

33. Id.: Descripción geológica de Asturias, 1 vol., 238 págs. Bilbao, 1901. cuarta edición, págs, 1-76. Madrid, 1930.

34. SITTER, L. U. de: The development of the Paleozoic in North-

West Spain. Geol. en Mijnbouw, año II, nuev. ser., págs. 312-319; número 12, págs. 325-340, 9 figs. Heerlen, 1949.

35. SMITH, W. C. AND GONZÁLEZ, E. M.: Tungsten investigations in the Republic of Argentina. V. S. Geological Survey. Bull. 954-A, páginas 1-37. 17 maps., Wáshington, 1947.

36. THORAL, M.: Quelques remarques a propos du Cambrien du NW. de l'Espagne et de sa comparaison avec celui du Languedoc. An. Soc. D. Nord, t. LXVIII, págs. 106-111. Lille, 1948.

37. VARLAMOFF, N.: La repartition de la mineralisation d'après la cle géochimique de Fersman. Bull. Soc. Geol. Belgique, t. LXX, núm. 1-2 y 3, págs. 108-138, 10 figs. Liege, 1947.