



GEOLOGIA E JAZIGOS DE CHUMBO E ZINCO DA BEIRA BAIXA

POR

DÉCIO THADEU

ENGENHEIRO DE MINAS, I. S. T.

INTRODUÇÃO

Neste trabalho consideramos a província da Beira Baixa mais como unidade administrativa que como unidade geográfica ou geológica. Este critério encontra justificação no facto de pretendermos particularizar, em especial, no nosso estudo, as íntimas relações existentes entre a tectónica desta parte de Portugal e a mineralização de chumbo e zinco que aí ocorre.

Na realidade, a Beira Baixa, tomada como unidade geográfica, é unicamente constituída pelas planuras que, vindo já do sul do Tejo, vão morrer no sopé da Cordilheira Central. Do ponto de vista geológico não poderemos também ultrapassar o limite estabelecido por aquele sistema montanhoso.

Assim, se seguíssemos, para a delimitação da Beira Baixa, o critério geográfico, ou o geológico, teríamos de excluir uma parte importante da Cordilheira Central onde, exactamente, são mais numerosas as ocorrências de chumbo e zinco e cujo estudo, conjuntamente com o das planuras do sul, nos permite precisar melhor a estrutura tectónica deste canto de Portugal e discernir a génese da mineralização.

São estas as razões que nos levam a tomar a província da Beira Baixa como uma unidade compreendida, grosseira-

mente, nos seus limites administrativos, os quais nos permitem definir uma sub-província metalogénica para o chumbo e o zinco.

Não queremos com isto dizer que um estudo de maior âmbito geográfico não venha a reconhecer maior extensão a esta sub-província metalogénica. Tínhamos que limitar o nosso estudo e pareceu-nos ser este o critério mais apropriado.

*

* *

Considerada nos seus limites administrativos, a Beira Baixa participa de duas grandes unidades geográficas: uma constituída pelas regiões aplanadas do Alto Alentejo e Castelo Branco, outra, a da Cordilheira Central (**36**, págs. 224 a 225 e 232 a 233, Mapa V).

Na primeira destas unidades entram várias superfícies, niveladas, de onde emergem relevos de dimensões restritas. Devem distinguir-se:

a) a superfície do Alto Alentejo, talhada nos xistos argilosos algônicos e com pouco desenvolvimento na Beira Baixa;

b) a de Castelo Branco, a mais extensa de todas, formada nos mesmos xistos e no granito;

c) entre estas duas, a superfície a sul do rio Ponsul, essencialmente talhada sobre grés arcócos (**37**, Carta VIII).

A Cordilheira Central apresenta um contraste brusco com a unidade primeiramente citada: aos extensos plainos desta, onde a rede hidrográfica mostra, com excepção dos rios principais, caracteres de grande senilidade, opõe a Cordilheira Central uma série de relevos vigorosos, relacionados quase

exclusivamente com os xistos argilosos algônquicos, onde a mesma rede se encaixa profundamente e atinge complexidade acentuada.

A vincar este contraste, a separação entre as duas unidades faz-se por desníveis no geral bruscos, bem marcados.

Em qualquer das regiões geográficas citadas destacam-se unidades secundárias, como seja, na primeira, a bacia de Sarzedas e, na última, a Cova da Beira. Esta, embora situada no interior da Cordilheira Central, individualiza-se fortemente e constitui uma pequena região homogênea, de grande interesse, quer geológico, quer do ponto de vista geográfico.

A drenagem das vertentes da zona sudeste da Cordilheira Central, assim como das planuras de Castelo Branco, ou seja da maior extensão da Beira Baixa, faz-se para o rio Tejo. São os rios Erges, Aravil, Ponsul e Ocreza, todos afluentes daquele rio, que asseguram o escoamento das águas dessas regiões. A rede hidrográfica orienta-se, de modo geral, entre as direcções N-S e NE-SW.

Todos os rios citados se apresentam, numa parte dos seus cursos, encaixados nos terrenos que atravessam. Assim, o rio Erges mostra um encaixe vigoroso até montante de Salvaterra do Extremo, tanto nos xistos argilosos algônquicos, como na travessia dos pequenos afloramentos graníticos de Segura e de Salvaterra do Extremo. O rio Aravil encontra-se encaixado, na metade inferior do seu curso, nos mesmos xistos e nos grés arcósicos. O rio Ponsul tem o troço terminal fortemente encaixado nos xistos argilosos algônquicos e, depois, já muito a montante, acima de Idanha-a-Nova, volta de novo a encaixar-se, desta vez no granito, ao longo de 10 quilómetros. O rio Ocreza desenvolve-se, nos dois terços inferiores do seu curso, em vale profundamente entalhado nos xistos argilosos algônquicos e nas camadas ordovicianas de Vila Velha de Ródão.

A zona da Cordilheira Central compreendida na Beira Baixa que não é drenada por aquela rede hidrográfica, é-o pelo rio Zêzere e pelo seu afluente da margem esquerda, a ribeira da Meimoa. Esta parte da bacia hidrográfica do Zêzere caracteriza-se, ainda, pela predominância dos rumos norte e nordeste dos seus elementos.

O curso do rio Zêzere apresenta-se vigorosamente encaixado nos xistos argilosos das Beiras, ao mesmo tempo que atravessa, quase sem entalhe, a região granítica da Cova da Beira. No troço mais alto do seu curso, a montante de Mantigas, apresenta o mais belo vale glacial do País, cortado no granito.

A ribeira da Meimoa corre num vale senil, amplo, onde as aluviões têm grande desenvolvimento.

GEOLOGIA DA BEIRA BAIXA

A formação de maior desenvolvimento na Beira Baixa é a dos *Xistos argilosos das Beiras*, cuja idade atribuímos ao Algônquico. Constituem, podemos dizê-lo, o substrato da região e são atravessados em várias zonas por granito intrusivo que, embora dê origem, por vezes, a afloramentos com extensão considerável, nunca domina inteiramente a paisagem.

O Paleozóico está representado, unicamente, pelo Silúrico inferior e, este mesmo, incompleto. Os terrenos deste sistema, dispersos em numerosos afloramentos, ocupam área muito restrita. Surgem, em regra, comprimidos no interior do Algônquico, com estrutura anticlinal ou sinclinal relativamente apertada.

A intrusão granítica é posterior aos terrenos destes dois sistemas, visto tê-los metamorfizado.

O Mesozóico não foi até agora identificado na Beira Baixa. Não diremos que está ausente, porquanto a idade dos grés arcósicos, à falta de bases paleontológicas, não está estabelecida em definitivo, mas não seria de admirar que, pelo menos parte, pudesse corresponder ao topo daquela era.

Os *Grés arcósicos da Beira Baixa* ocupam extensão que não é inferior à do granito; tem-lhes sido atribuída, correntemente, idade terciária; alguns autores inclinam-se, mesmo, a considerá-los da base do Terciário.

Do final desta Era têm sido considerados os depósitos grosseiros, constituídos essencialmente por calhaus quartzí-

ticos mergulhados numa pasta argilosa, que cobrem, algumas vezes, os grés arcósicos.

Ao longo dos rios Tejo, Ponsul e Zêzere existem depósitos de terraço. As aluviões têm, em alguns pontos, desenvolvimento notável, sobretudo ao longo do curso do rio Zêzere, dentro da Cova da Beira e ao longo dos elementos secundários das redes hidrográficas da Beira Baixa.

Além do granito já citado, as rochas eruptivas estão representadas por numerosos filões básicos que correspondem a, pelo menos, duas emissões distintas, uma anterior e outra posterior ao granito. Estes filões atravessam os terrenos xistentos algônquicos e graníticos e, até hoje, não conhecemos referência de terem sido observados em relação com os terrenos ordovicianos ou com os grés arcósicos.

ALGÔNQUICO

São os terrenos supostos algônquicos os mais desenvolvidos da Beira Baixa; além de ocuparem por si só área maior que todos os restantes, verifica-se (nos fundos cavados pelas linhas de água) que o substrato dos grés arcósicos é, também, em grande parte, formado por eles.

Na constituição dos referidos terrenos predominam, em larga escala, os xistos argilosos, com variedades que vão desde o xisto argiloso muito fino até o xisto argilo-gresoso quase passando a grés fino; encontram-se, além disso, grauvaques e quartzitos finos, mas sempre de modo subordinado. O tipo litológico mais espalhado é o argilo-gresoso, de cor cinzenta-escura, o qual dá passagem aos outros tipos.

Os quartzitos distinguem-se pela cor mais clara e pela maior compacidade da rocha, que se divide em bancadas espessas. As intercalações quartzíticas são pouco possantes, embora muito frequentes no interior das manchas de xistos argilo-gresosos.

Os grauvaques, além de ocuparem lugar secundário, parece encontrarem-se somente em poucos locais. Apenas os assinalámos, bem caracterizados, na serra da Lousã, na portela

entre os Penedos de Gois e a Pedra do Lumiar ⁽¹⁾, já no distrito de Coimbra.

Nery Delgado cita a existência de grauvaques na província da Beira Baixa, entre Zebreira e Segura, ao sul de Monsanto e, com maior desenvolvimento, ao norte de Penamacor e de um e outro lado do afloramento ordoviciano de Penha Garcia (15, págs. 108 e 109).

Toda a formação algôníquica mostra xistosidade próxima da vertical, orientada entre os quadrantes noroeste e sudeste; só muito localmente se encontra xistosidade com rumo fora daqueles quadrantes.

Quando se observa esta xistosidade nas proximidades de afloramentos ordovicianos, em regra, verifica-se que ela é quase paralela à direcção das camadas de tais afloramentos; todavia, por vezes verifica-se sobre o próprio contacto a existência duma faixa, pouco espessa, em que a xistosidade pode apresentar rumo muito discordante ou mesmo esbater-se por fragmentação da faixa algôníquica adjacente. A este facto teremos oportunidade de nos referir mais pormenorizadamente.

Como já tivemos ocasião de apontar noutros trabalhos (48, pág. 9; 50), não podemos identificar a xistosidade apresentada pela formação algôníquica com a orientação dos estratos.

Esta não é fácil de referenciar, porquanto os tipos litológicos, atrás citados, distinguem-se mal no campo visto apresentarem, normalmente, passagens graduais duns aos outros; das próprias intercalações quartzíticas nem sempre é fácil tirar conclusão segura, pois, são sempre constituídas por pequenas lenticulas.

O processo que se nos deparou mais eficiente para determinação da orientação dos estratos algôníquicos foi o exame das zonas de passagem de xistos argilo-gresosos a xistos argilosos finos. Por vezes, a passagem de um a outro destes tipos litológicos não se faz gradualmente, mas sim por uma alternância de pequenas camadinhas dos dois tipos, o que dá, como resultado, a formação de faixas de xistos argilosos lis-

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 20-C.

trados, onde é possível verificar a orientação das camadas (50, Est. I, fot. 1).

A determinação da orientação dos estratos algônquicos representa, pois, um trabalho de grande minúcia que só tivemos ocasião de levar a cabo nas zonas onde procedemos a trabalhos mineiros intensos, tais como a zona do Couto Mineiro da Panasqueira e a zona das Minas da Argemela, ambas na região a poente do Fundão.

Assim, pelo exame das ditas faixas de xisto argiloso listrado, verificámos que os estratos algônquicos, na zona do Couto Mineiro da Panasqueira, se orientam entre E-W e NE-SW, com o pendor de 40 a 50° para o quadrante de sudeste (50, Mapa A). Na zona das Minas da Argemela, a cerca de meio caminho entre aquele couto mineiro e o Fundão, pudemos observar a orientação E-W, com inclinação de 50° para sul.

Noutra região da Beira Baixa, diametralmente oposta, a das Minas de Segura, os xistos argilosos algônquicos orientam-se à volta de ENE-WSW, com inclinação de 70° para SSE.

Evidentemente, as observações realizadas são pouco numerosas e limitadas; porém, permitem desde já assinalar para o Algônquico da Beira Baixa a existência dum enrugamento compreendido entre os rumos nordeste e leste.

Os terrenos algônquicos são abundantemente injectados por veios quartzosos, segundo os planos de xistosidade, e atravessados pelo granito, que constitue vários afloramentos, alguns extensos. Encontram-se, além disso, numerosos filões de rochas ácidas e básicas. Referir-nos-emos a estes elementos mais adiante, ao tratarmos das rochas eruptivas.

Os terrenos de que tratamos são conhecidos pela designação geográfica de *Xistos argilosos das Beiras*, nome este que supomos ter-lhes sido atribuído pelo Prof. Ernest Fleury e que se justifica pelo grande desenvolvimento que tais terrenos atingem naquela região.

Nery Delgado, primeiramente, atribuíu-lhes idade câmbrica e assim os classificou na Carta geológica de Portugal de 1899, onde foram considerados do Câmbrico inferior. Em trabalho posterior (15, pág. 57), aquele geólogo apresentou as

razões que o levaram a tal asserção, verificando-se que o Câmbrico foi tomado num sentido extremamente lato, pois incluía não só o sistema Câmbrico, como hoje o entendemos, mas ainda todos os terrenos indiscutivelmente sedimentares subjacentes.

Eram essas as ideias correntes na época da elaboração daquele mapa geológico, ideias que foram evoluçionando no sentido do estabelecimento duma cronologia mais pormenorizada e rigorosa; assim, no mesmo trabalho (15, págs. 58, 62 e 93 a 95) acima citado, Nery Delgado atribui as formações xistosas em questão ao Precâmbrico, no qual considera duas divisões, incluindo na superior os xistos argilosos das Beiras e relegando para a inferior os xistos metamórficos de Trás-os-Montes e do Alentejo.

Vê-se que Nery Delgado teve a preocupação de cingir-se às bases cronológicas generalizadas no seu tempo e de acompanhar a sua constante evolução. A classificação por ele estabelecida para os terrenos mais antigos do País foi geralmente aceite e os xistos argilosos das Beiras passaram a ser referidos ao Algônquico.

As primeiras objecções à classificação de Delgado dos terrenos precâmbricos parecem ter sido feitas pelo Prof. Ernest Fleury, objecções aprofundadas mais tarde pelo Prof. Carrington da Costa. Posto de novo o problema, vários geólogos foram levados a considerar os terrenos algônquicos de Nery Delgado, mais prudentemente, apenas como ante-silúricos (25, 27 e 47).

Na realidade, o Prof. E. Fleury, em 1922, põe em questão toda a classificação de Nery Delgado (17, págs. 67 a 69 e 78 a 79) e admite que uma parte do Algônquico deste autor possa representar a base do Câmbrico, embora assinala que os xistos argilosos das Beiras estão limitados por discordâncias. Porém, mais tarde, o mesmo Professor (18) passa a considerar aquele complexo como Algônquico, por ter verificado, além de ausência completa de fósseis, forte discordância tectónica entre o Câmbrico fossilífero de Vila Boim e os xistos argilosos das Beiras.

Em 1931, o Prof. Carrington da Costa (11, págs. 17 a 23) analisa igualmente a questão; as suas dúvidas incidem, princi-

palmente, sobre a região sul do País. Embora admitindo que no Precâmbrico de Nery Delgado estejam incluídos terrenos de idades diferentes, não deixa de admitir a existência do Algônquico (13).

As dúvidas destes dois Professores são justificadas pela acção que possa ter desempenhado o metamorfismo na obliteração das rochas paleozóicas e mais antigas; a questão foi sintetizada, recentemente, pelo Prof. Carrington da Costa (12): «há que ter em atenção todas as características de meio, e, por isso, o seu estudo (dos terrenos agnotozóicos) só ficará por completo realizado quando fôr também fundamentalmente geológico».

Provado que o metamorfismo não é, de modo algum, condição de antiguidade, restringe-se hoje a designação de Antecâmbrico aos terrenos indiscutivelmente subjacentes ao Câmbrico fossilífero, nos quais, ainda bastante convencionalmente, se admitem duas séries segundo o grau de metamorfismo que apresentam: à série metamórfica dá-se o nome de Arcaico e à série não metamórfica o de Algônquico ou Precâmbrico (19, pág. 27).

Evidentemente, o valor estratigráfico destes sistemas é puramente regional — não permite sincronismos e apenas indica a anterioridade em relação ao Câmbrico.

Atribuído ao Algônquico este significado, quer-nos parecer que podemos, com fundamento, incluir neste sistema os xistos argilosos das Beiras. Na verdade, no Alto Alentejo encontramos o Câmbrico fossilífero assentando discordantemente sobre os referidos *Xistos*, que não apresentam outro metamorfismo senão o de contacto exercido pelo granito e limitado a pequenas auréolas.

Vê-se, portanto, que os xistos argilosos das Beiras, satisfazem às duas condições necessárias para serem incluídos no Algônquico, tal como hoje este se compreende.

Pode surgir, todavia, uma dúvida. Não há identidade de vistas sobre a idade exacta a atribuir ao Câmbrico de Vila Boim; enquanto para o Prof. Ernest Fleury ele representará o Câmbrico médio com inclusão provável do topo do Georgiano e da base do Postdamiano (17, pág. 69, e 18), para o Prof. Car-

rington da Costa é mais provável que represente o Câmbrico inferior (11, págs. 13 a 16).

A verificar-se a última hipótese, os xistos argilosos das Beiras não podiam ser senão precâmbricos ou algônquicos. Mas, no caso de ser a primeira a verificar-se, seria admissível hesitar-se em os classificar como algônquicos, pois, restava a hipótese plausível de representarem o Câmbrico inferior. Temos relutância em admitir para o Câmbrico inferior toda a espessura dos xistos argilosos das Beiras que, embora, desconhecida, não pode deixar de ser muito considerável.

Posto o problema neste pé, toma valor o argumento negativo da ausência de fósseis, valorizado pelo facto de se encontrarem localizadas nesta formação grande número de explorações mineiras e, portanto, haver condições óptimas para o seu aparecimento, conforme já noutro local acentuámos (48, pág. 8).

SILÚRICO

As formações deste sistema são as que apresentam menor desenvolvimento na Beira Baixa; não obstante, em consequência da sua constituição fundamentalmente quartzítica, originaram serras alinhadas sensivelmente de noroeste para sudeste, muito desenvolvidas na direcção do comprimento, em contraste com a largura, sempre muito diminuta.

Mau grado a sua pequena extensão, o Silúrico da Beira Baixa é constituído por uma série bastante numerosa de pequenos afloramentos (1). A nordeste, destaca-se o de Penha Garcia, que se prolonga para Espanha, onde assume grande desenvolvimento; a sul, o de Monforte da Beira; a sudoeste, o de Vila Velha de Ródão, que se prolonga para o Alto Alentejo; a noroeste, o comprido afloramento de Fajão a Sarnadas, a nascente do qual se alinham, paralelamente, os pequenos aflora-

(1) Ver *Carta geológica de Portugal* na escala 1:500.000, Lisboa 1899 e *Mapa geológico de España* na escala 1:1.000.000, Madrid 1936.

mentos que se estendem desde Unhais-o-Velho, a norte do rio Zêzere, até a região de Castelo Branco.

Os afloramentos silúricos desta parte do País não têm sido, no geral, objecto de estudos minuciosos. Depois do trabalho monumental de Nery Delgado (16, págs. 70 a 72), em que se lhes fazem referências gerais e do estudo de síntese e crítica do Prof. Carrington da Costa (11), até hoje, unicamente o afloramento de Vila Velha de Ródão mereceu um estudo mais pormenorizado, realizado pelo Prof. Orlando Ribeiro (35).

A ausência de estudos monográficos sobre o Silúrico da Beira Baixa não se deve, certamente, à sua falta de interesse, porquanto bastaria o aspecto tectónico para os tornar dignos de atenção.

Infelizmente, não nos foi possível levar a cabo até agora esses estudos. Não deixaremos, todavia, de contribuir com algumas achegas para o seu melhor conhecimento.

1. AFLORAMENTO DE PENHA GARCIA (1).

O afloramento ordoviciano que constitui a serra de Penha Garcia localiza-se no extremo nordeste da Beira Baixa. A região encontra-se muito aplanada: é duma superfície monótona que se ergue a serra referida acima, tendo à ilharga, do lado sudoeste, os cabeços graníticos de Monsanto e Moreirinha.

O afloramento do Silúrico inferior apresenta-se encaixado em terrenos algônicos, que na região de Monfortinho se encontram cobertos por depósitos relativamente recentes.

Em território português, o afloramento silúrico alcança cerca de 21 quilómetros na sua maior extensão (no sentido WNW-ESE) e não ultrapassa 5 quilómetros na maior largura.

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folhas 15 e 18; *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folhas 21-C, 21-D e 25-B, e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 258, 259 e 271. A primeira presta-se a vistas de conjunto e a última está indicada para trabalhos de campo, pois dá uma representação do relevo muito boa. A segunda só é de utilizar na falta da última.

A cota mais elevada é de 828 metros (Vaca), a ESE da povoação de Penha Garcia, sobre o flanco sudoeste da serra; porém, o comando médio da serra sobre a planície envolvente não ultrapassará 350 metros.

A serra de Penha Garcia não é mais que pequena parte do grande afloramento silúrico que se estende pelas províncias espanholas de Cáceres, Badajoz, Toledo e Ciudad Real, alcançando o máximo desenvolvimento nesta última ⁽¹⁾.

Esta grande mancha estende uma comprida ponta em direcção WNW, a qual atravessa toda a província de Cáceres e vem terminar, já em território português, nas imediações da povoação de Aranhas. É a extremidade desta ponta que constitui o afloramento de Penha Garcia, cuja serra é, de igual modo, a extremidade duma longa série de alturas, na continuação da serra de Guadalupe.

O Ordoviciano de Penha Garcia apresenta-se dobrado em sinclinal (fig. 1) e a serra do mesmo nome é constituída por duas séries de alturas, sensivelmente paralelas, denominadas na região serra do Ramiro, a de sudoeste, e serra do Carvalhal, a de nordeste. Estas duas serras unem-se a ESE da povoação de Salvador e correm juntas até a extremidade nor-noroeste do afloramento, nas proximidades da povoação de Aranhas.

Estes relevos correspondem à base do Ordoviciano, formada por quartzitos; o rio Ponsul cavou entre eles, nos xistos argilosos suprajacentes, um vale que corre quase paralelamente ao eixo do sinclinal até alturas de Penha Garcia.

Aquele rio tem as cabeceiras a ESE de Salvador, na zona onde o sinclinal se alarga, deixando maior espaço à representação xistosa; depois encaixa-se nos xistos argilosos ordovicianos até umas centenas de metros a montante de Penha Garcia, onde passa aos quartzitos, que atravessa logo a juzante daquela povoação, descrevendo um cotovelo em ângulo recto e passando a correr na direcção ENE-WSW, já sobre os xistos algônquicos.

(1) Ver *Mapa geológico de España* na escala 1:1.000.000, Madrid, 1936.

A saída do Ponsul do vale sinclinal para a planura foi facilitada por uma falha de orientação quase N-S, que cortou o afloramento ordoviciano, a sudeste de Penha Garcia, e o deslocou cerca de duas centenas de metros, para nascente.

A existência de tal acidente é revelada pelo deslocamento que se observa nas duas cristas quartzíticas citadas.

O traçado do rio Ponsul, na zona em que passa da direcção NW-SE à ENE-WSW, faz-se por uma série de pequenos troços, alternadamente com a direcção N-S e NW-SE; é assim que ele corta as bancadas quartzíticas até entrar definitivamente na planura.

A existência de uma falha N-S, logo a sudeste de Penha Garcia, que facilitou a saída da serra ao rio Ponsul, leva-nos a admitir, como muito plausível, que os troços de orientação N-S, pelos quais o rio vai atravessando, por partes, os quartzitos, tenham sido também facilitados por acidentes secundários paralelos ao acidente atrás citado.

A série ordoviciano de Penha Garcia inicia-se por espessas bancadas de quartzitos de cor branca, contendo algumas intercalações de grés quartzíticos, que se distinguem pela menor dureza e aspecto mais sacaróide. Este nível contém raros *Scolithus* e *Bilobites* relativamente frequentes.

Seguem-se quartzitos em bancadas mais delgadas, com intercalações de quartzitos xistóides, algum tanto micáceos, estes de cor mais amarelada. A espessura deste segundo nível é consideravelmente superior à do primeiro.

Sobre o segundo nível assenta um terceiro, constituído por quartzitos xistóides, negros, ferruginosos, francamente micáceos, que dão passagem para o primeiro nível xistoso, formado por xistos argilosos de cor cinzenta escura, pouco fisséis e, por vezes, bastante micáceos.

Por fim, encontram-se xistos argilosos, cinzento-azulados, nalguns pontos ligeiramente micáceos, que encerram níveis quartzíticos de fraca possança; é este o nível mais desenvolvido.

Neste último nível encontram-se bancadas muito fossilíferas, ao contrário da opinião expressa por Nery Delgado (16, pág. 72). Há leitos inteiramente cobertos por moldes de

organismos mas, infelizmente, de tal modo acumulados que não permitem diagnose específica.

Do meio deste amontoado caótico destacam-se, por vezes, fragmentos de Trilobites, além de moldes muito frequentes dos mesmos. Este facto leva-nos a supor estes animais mais aptos para o processo de fossilização que as conchas de Brachiópodos, a que pertence a maioria dos moldes empastados. De resto, este facto verifica-se em todos os afloramentos ordovicianos da Beira Baixa: encontram-se mais facilmente restos classificáveis de Trilobites que de outros animais.

No material que colhemos em Penha Garcia destacam-se numerosos cefalotórax e pigídios de *Synhomalonotus Tristani* Brongniart (49, pág. 131) acompanhados de, pelo menos, duas espécies de *Orthis*, que não nos foi possível classificar.

Nery Delgado (3, pág. 72) cita a ocorrência de Graptolítídeos do género *Diplograptus* na parte superior das séries xistentas; observámos os exemplares guardados nas colecções dos Serviços Geológicos de Portugal e não nos foi possível levar mais longe aquela determinação.

A estrutura do afloramento ordoviciano de Penha Garcia é, como dissemos, de sinclinal encaixado nos xistos algônquicos. Porém, não se trata dum sinclinal regular, é antes um sinclinal com falha, pois os dois ramos não são simétricos (fig. 1). Enquanto o ramo sudoeste apresenta a série completa dos níveis atrás enumerados, o ramo nordeste é composto unicamente pelos dois níveis quartzíticos da base, o das bancadas quartzíticas espessas e o dos quartzitos em bancadas delgadas com intercalações de quartzitos xistóides algo micáceos.

Além da seriação dos diferentes níveis indicar a existência dum acidente longitudinal no interior do afloramento, a disposição das camadas confirma-o, também. No ramo sudoeste do sinclinal (serra do Ramiro) as camadas orientam-se no rumo Nm 40° W, com o pendor de 65° para Nm 50° E; esta direcção mantem-se no vale que separa os dois ramos exteriores do sinclinal, com aumento de pendor nos estratos xistentos à medida que nos afastamos de Penha Garcia.

na direcção nordeste, atingindo 80° na linha de água da Fonte dos Cucos, na base da serra do Carvalhal, no contacto com os níveis quartzíticos que se apresentam, aqui, orientados no rumo Nm 35° W e inclinando 65° para Sm 55° W (fig. 1).

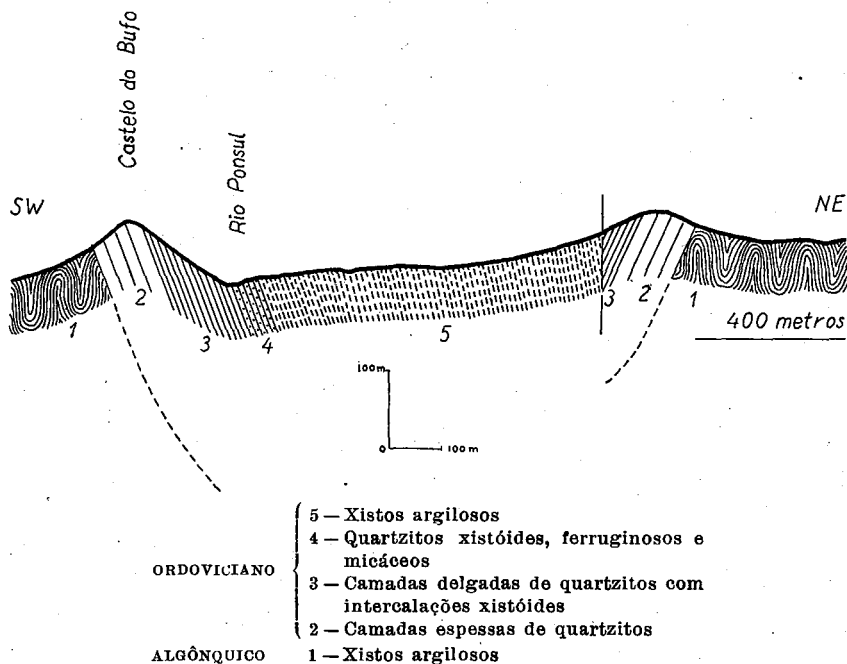


Fig. 1 — Corte geológico do afloramento ordoviciano de Penha Garcia, passando sensivelmente por esta povoação.

2. AFLORAMENTO DE MONFORTE DA BEIRA (1).

A serra de Monforte, que constitui o afloramento meridional do Ordoviciano da Beira Baixa, eleva-se cerca de 100

(1). Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folhas 17 e 18, e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 293 e 305. Existe ainda uma edição moderna da primeira (folha 25), mas é muito inferior à edição antiga pois tem as curvas de nível distanciadas do dobro: 50 metros. A *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 25-C, parece não ser mais que uma ampliação da carta na escala 1:100.000, evidentemente com os erros desta exagerados.

a 150 metros acima da planura formada pelos grés arcósicos a sul do rio Ponsul. A cota mais elevada que se encontra nesta serra é de 454 metros (Castelo).

O afloramento ordoviciano orienta-se quase WNW-ESE, direcção em que alcança cerca de 9 quilómetros; a largura máxima é de 2 quilómetros, a noroeste da povoação de Monforte.

São os xistos argilosos algônquicos que servem de base ao Ordoviciano. Encontram-se porém cobertos, em grande extensão, pelos grés arcósicos, que encostam à serra em quase toda a periferia. No fundo dos valeiros podem observar-se os xistos referidos, subjacentes aos grés, e postos a descoberto pela erosão.

Na extremidade sudeste da serra os xistos argilosos algônquicos apresentam-se libertos, em larga extensão, da cobertura arcósica. Este facto deve-se não só à erosão exercida pelo rio Aravil, como à estrutura do afloramento ordoviciano.

A estrutura deste, mau grado a sua pequena extensão, é assaz complexa; vamos tentar expô-la unicamente nas suas linhas gerais, pois ainda não foi possível discernir por completo a acção de numerosas falhas que o cortam.

Este afloramento, no lado sudeste da serra, apresenta nítida estrutura anticlinal, com a zona axial erodida, deixando ver os xistos argilosos algônquicos infrajacentes. Entre a pirâmide do Castelo e a povoação de Monforte mantem-se a estrutura anticlinal; contudo, um pequeno sinclinal que se começa a desenhar nas proximidades do Castelo, na cúpula do anticlinal, acentua-se à medida que nos aproximamos de Monforte (fig. 2). Na região noroeste da serra a estrutura anticlinal desaparece por completo, mercê do desenvolvimento do sinclinal referido; toda a zona para noroeste dos montes do Carregal e Barata pertence a uma estrutura sinclinal.

Na série ordoviciano distinguem-se três níveis, os dois mais baixos quartzíticos e o superior xistoso. O nível da base é constituído por bancadas espessas de quartzitos brancos, por vezes com estratificação mal definida; o nível intermédio é formado por quartzitos em bancadas delgadas, alternando

verdade, não encontrámos fósseis; algumas vezes, na zona periférica da serra, estes xistos contactam com os xistos argilosos algônquicos; a sua separação é, por isso, delicada.

Notámos a presença de dois tipos litológicos de xistos argilosos: um leve e constantemente micáceo, que nos afloramentos apresenta cor violácea; outro simplesmente argiloso, mais fino que o precedente, de cor castanha nos afloramentos.

Estes dois tipos distinguem-se perfeitamente no campo. Foi o primeiro que atribuímos ao Ordoviciano, por comparação com as amostras de xisto argiloso que contêm os poucos fósseis colhidos por Nery Delgado em Monforte. Quanto ao outro tipo, fácil era reconhecê-lo como algônquico.

Os fósseis colhidos por Nery Delgado (16, pág. 71) no nível xistoso, foram-no a 1.200 metros a NW da igreja de Monforte, portanto sobre o limite nordeste do afloramento, facto que nos confirma a estrutura anticlinal de parte dele.

A colheita de fósseis realizada por aquele geólogo foi bastante exígua; encontrámos nas colecções dos Serviços Geológicos de Portugal os exemplares citados no seu trabalho sobre o Silúrico português (16, pág. 71): um grande pigídio de *Asaphus*, algumas *Orthoceras*, um molde de Braquiópodo que é possível pertença a uma *Lingula* e outro molde inclasificável. Não nos foi possível precisar as determinações de Nery Delgado e, assim, o único valor destes fósseis é comprovarem que os xistos argilosos micáceos pertencem ao Ordoviciano.

O enrugamento já por si algo complexo do afloramento de que estamos a tratar torna-se ainda mais complicado mercê da acção de várias falhas.

Assim, a ponta noroeste, onde se situa a pirâmide da Sancada, foi deslocada, em relação ao restante afloramento, cerca de 150 metros para poente, ao longo duma falha de orientação vizinha de ENE-WSW, que deve passar pela Barroca da Serra.

Outros acidentes, paralelos a este, parecem compartilhar a serra de Monforte.

Com um destes acidentes pode estar relacionado o estrangulamento que o Ordoviciano apresenta por alturas da

povoação de Monforte e cuja presença se assinala no flanco sudoeste da serra, junto à estrada de Castelo Branco. Aí, na ponta do afloramento quartzítico do Cabeço Gordo, que atinge aquela estrada a SSW da pirâmide com o mesmo nome, os quartzitos apresentam-se em bancadas espessas, com nítidos vestígios de esmagamento, observando-se, mesmo, a existência de brechas formadas à custa daquela rocha. Neste ponto, e a norte da estrada, está à vista extenso espelho de falha sensivelmente vertical (plano e estriação) e orientado no rumo Nm 80° E.

Porém, além deste sistema de acidentes, relativamente fáceis de assinalar pelos desligamentos existentes nos afloramentos quartzíticos, outro há constituído por falhas sensivelmente paralelas ao eixo longitudinal do afloramento.

Encontrámos acidentes deste tipo no flanco sudoeste da serra, entre a estrada de Castelo Branco e o monte do Carregal. Tomando o caminho que da estrada conduz ao citado monte, andadas umas centenas de metros, observa-se contacto anormal entre os xistos algônquicos, do lado da serra, e os grés arcósicos, a poente. É ainda uma falha vertical a responsável por este contacto anormal, fálha que parece contornar a serra pelo sudoeste.

Mais para noroeste, sempre sobre o flanco sudoeste da serra, na vertente direita do barranco que passa logo a sul do monte do Carregal, numa pedreira abandonada, vê-se uma falha com caixa de cerca de 0,5 metros de espessura, constituída por uma brecha de fragmentos miúdos de quartzo, quartzito e xisto, que separa os xistos algônquicos do nível dos quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides.

Embora o não pudéssemos comprovar no campo, contudo parece provável que esta falha seja a mesma citada acima, que põe os grés arcósicos em contacto anormal com os xistos argilosos algônquicos.

Não permitindo a observação da posição das Bilobites e *Scolithus* admitir erro para o pendor da faixa de quartzitos que se estende desde Monforte da Beira em direcção da pirâmide da Sancada (pendor para SW) tem que admitir-se a existência duma falha longitudinal no bordo nordeste da serra que

explique a localização do xisto argiloso micáceo, ordoviciano, exteriormente aos quartzitos. Poderia haver erro na atribuição de todos os xistos argilosos micáceos ao Ordoviciano, mas o único jazigo fossilífero assinalado encontra-se, exactamente, na faixa xistosa exterior àquela faixa de quartzitos.

Deve-se, pois, admitir uma elevação da zona axial da metade noroeste do afloramento, elevação cujo valor não é possível precisar porquanto no interior desta zona da serra encontram-se também xistos argilosos ordovicianos e o limite entre estes e os algônicos, na zona exterior, está coberto pelos grés arcóicos, quer dizer, é desconhecida a espessura dos xistos argilosos silúricos.

3. AFLORAMENTO DE VILA VELHA DE RÓDÃO ⁽¹⁾.

O afloramento ordoviciano de Vila Velha de Ródão, incluindo a extremidade que penetra no Alto Alentejo, deve ser o segundo, em área, dos afloramentos silúricos da Beira Baixa, depois do de Penha Garcia e antes do de Fajão a Sarnadas.

Como todos os afloramentos ordovicianos, dá lugar a extensa serra, orientada à volta de NNW-SSE, com pouco menos de 30 quilómetros de comprimento e com cerca de 2,5 quilómetros na zona mais larga, entre os rios Tejo e Ocreza.

Esta serra não tem nome genérico, antes é conhecida por várias designações: serra do Perdigão, serra de Ródão e serra de São Miguel (35, pág. 6). As duas primeiras são atribuídas ao troço a norte do Rio Tejo, enquanto a última é aplicada ao troço a sul do mesmo rio. Os nomes mais generalizados são os de serra do Perdigão e serra de Ródão; optaremos por este último, que se refere à povoação mais importante da serra.

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala de 1:100.000 (edição antiga), folhas 17 e 21; *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folhas 24-C, 24-D e 28-B; *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 290, 291, 302, 303, 314 e 324. As observações que fizemos para a cartografia da região de Penha Garcia são válidas para a de Vila Velha de Ródão.

No troço a norte do rio Tejo até o rio Ocreza, os cimos da serra mantêm-se a altitude de cerca de 500 metros; a norte deste último rio, sobem para a vizinhança dos 600 metros, alcançando mesmo 615 metros (ponto mais alto de toda a serra). Na zona a sul do rio Tejo, os cimos baixam para 400 metros e o ponto mais alto não alcança mais de 460 metros (São Miguel).

A serra de Ródão emerge das superfícies do Alto Alentejo e de Castelo Branco, acima das quais se eleva cerca de 150 metros a sul do rio Tejo, de pouco menos de 200 metros entre este rio e o Ocreza e, segundo parece, de pouco mais de 200 metros a norte do rio Ocreza.

A estrutura do afloramento é, nas suas linhas gerais, de sinclinal, bem definido na zona média da serra.

Esta, que forma uma só linha de cumiada desde o extremo sudeste até a pirâmide da Taberna Seca, a partir da portela onde atravessa a serra a estrada de Castelo Branco a Portalegre, bifurca-se em duas linhas de cumiada, entre as quais se encaixa, profundamente, uma linha de água que vai desembocar no rio Tejo (Est. I, fig. 1).

As duas cumiadas atravessam este rio continuando individualizadas até o rio Ocreza, que ultrapassam de cerca de 2 quilómetros para, depois, se reunirem numa só e, assim, prosseguir até o extremo noroeste da serra, na pirâmide da Venda, logo a norte da estrada de Castelo Branco a Proença-a-Nova.

Todavia, a simplicidade da estrutura sinclinal é mais aparente que real pois, como revela o exame do corte geológico (fig. 3) que realizámos um pouco a sul de Vila Velha de Ródão, a estrutura é complicada por uma dobra anticlinal secundária e por vários acidentes tectónicos longitudinais; isto acontece na zona da serra em que a estrutura sinclinal é mais vincada. Voltaremos adiante à interpretação do corte realizado.

Um pouco a noroeste da zona atravessada pelo corte, logo por cima do troço da estrada de Vila Velha de Ródão para Fratel (que corta o vale da Barroca da Senhora) nota-se a existência dum acidente transversal.

Este acidente parece ser a continuação da falha cuja

existência foi suposta por Lautensach e verificada pelo Prof. Orlando Ribeiro (35, págs. 15 a 17), isto é, a falha do Ponsul (34), que limita os grés arcósicos da bacia de Vila Velha de Ródão pelo lado noroeste.

O Prof. Orlando Ribeiro (35, pág. 16 e 37, pág. 75) supôs que aquele acidente não afectaria a serra de Ródão; isso explica-se pelo facto de não se observar desligamento sensível na continuidade das faixas quartzíticas que limitam a serra. Porém, o exame que efectuámos da zona axial da serra provou-nos o contrário.

Na realidade, umas centenas de metros a montante da estrada de Vila Velha de Ródão para Fratel, sobre a Barroca da Senhora, observam-se os quartzitos em bancadas delgadas, do lado noroeste, cortados a pique, no sentido NE-SW, em contacto com os xistos argilosos e grés do lado sudeste. O facto observa-se a distância, porquanto o afloramento de quartzitos acaba num muro de cerca de 20 metros de altura.

Examinando a encosta do vale do lado da faixa de quartzitos de Vila Velha de Ródão, nota-se que esta faixa alarga súbitamente, quase em ângulo recto, para vir abranger o afloramento da Barroca da Senhora. Do lado da faixa de quartzitos de Vilar Ruivas o terreno está muito coberto; em todo o caso, sobre a linha de cumiada nota-se que as bancadas quartzíticas estão excepcionalmente fracturadas na zona onde deveria passar o acidente.

Estes factos levam-nos a admitir, como certo, o corte da serra de Ródão pela falha do Ponsul e, como de resto se observa ao longo de todo o seu percurso, que o bloco da serra a sudeste sofreu um abaixamento em relação ao situado a noroeste; isto explica a maior largura do afloramento quartzítico e o concomitante estreitamento da faixa xistosa, realizado de maneira brusca ao passar-se do bloco sudeste para o a noroeste da falha.

O exame do mapa geológico que o Prof. Orlando Ribeiro apresenta no seu trabalho sobre a região de Vila Velha de Ródão (35), pode levantar dúvidas quanto à continuidade da falha do Ponsul ao penetrar na serra de Ródão; a situação que lhe atribuímos dentro da serra parece

não estar na continuação do traçado da falha a nascente da mesma.

Este facto deve-se à má execução da carta corográfica na escala 1:50.000, em que aquele Professor se baseou. O exame da carta militar na escala 1:25.000 (folhas 303 e 314) permite verificar a continuidade do alinhamento do acidente que, de resto, é nítida no terreno.

Não é este o único acidente transversal da serra. Dum e outro lado do rio Ocreza verifica-se um desligamento nos afloramentos quartzíticos; estes, a norte daquele rio, encontram-se desviados para nascente talvez de três centenas de metros.

De igual modo, na extremidade noroeste da serra, o pequeno afloramento da pirâmide da Venda acha-se deslocado, mas no sentido contrário, isto é, para poente.

Estas soluções de continuidade oferecidas pela serra não podem deixar de ser referidas a acção de falhas transversais.

Além deste sistema de acidentes transversais existe outro, longitudinal, a que pertence a falha revelada pelo Prof. Orlando Ribeiro (35, pág. 17), limitante do afloramento ordoviciano a poente de Vila Velha de Ródão.

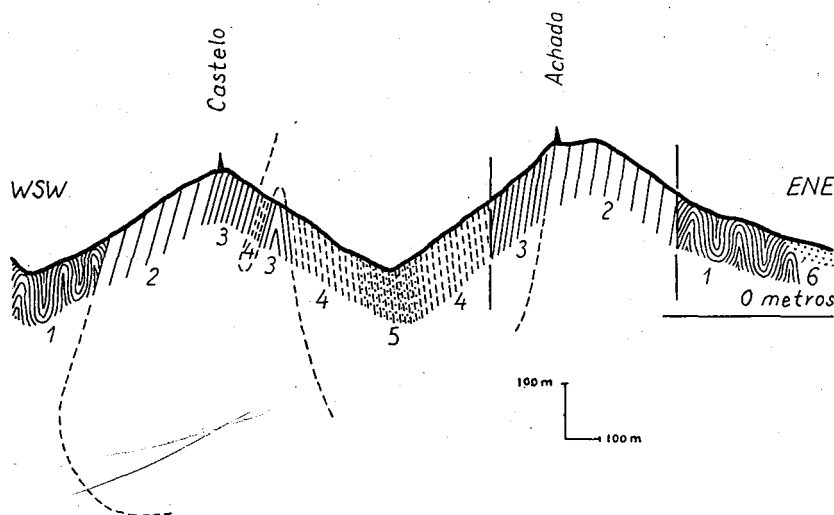
Não podemos dizer se este acidente se prolonga para noroeste da falha do Ponsul, pois os depósitos de vertente escondem, por toda a parte, o contacto entre os quartzitos e os xistos algônquicos.

É de admitir a existência de outro acidente deste sistema no interior da serra. O Prof. Orlando Ribeiro marcou a presença de uma falha logo a poente da faixa de quartzitos do Castelo, que «faz irromper no meio dos xistos argilosos ante-câmbricos uma nesga de quartzite» (35, pág. 18).

Vejam, agora, a seriação dos terrenos ordovicianos. A base é constituída por quartzitos em bancadas espessas, de cor branca, a que se seguem quartzitos em bancadas delgadas com intercalações de quartzitos xistóides. Para o tecto deste último nível as intercalações xistóides vão aumentando e dão passagem a um nível de xistos argilosos que, por sua vez, contém ainda na base alguns leitos de quartzitos em bancadas estreitas ou xistóides. Por fim, vem um nível de xistos argilo-

-gresosos, com bancos de grés brancos bem desenvolvidos, que parece representar o topo da série.

O corte que executámos, sensivelmente no alinhamento das pirâmides da Achada e do Castelo (fig. 3), mostrou-nos que os dois níveis da base — quartzitos em bancadas espessas



TERCIÁRIO (?)	6 — Grés arcósicos
	5 — Xistos argilo-gresosos e grés
	4 — Xistos argilosos
ORDOVICIANO	3 — Camadas delgadas de quartzitos com intercalações xistóides
	2 — Camadas espessas de quartzitos
ALGÔNQUICO	1 — Xistos argilosos

Fig. 3 — Corte geológico da serra de Vila Velha de Ródão, um pouco a norte do rio Tejo.

e em bancadas delgadas — do lado de Vila Velha de Ródão, inclinam fortemente para WSW e contactam deste lado com os xistos argilosos que, por sua vez, mostram forte pendormas em sentido oposto. Prosseguindo para WSW, encontra-se o nível dos xistos argilo-gresosos e grés e repete-se o nível de xistos argilosos, ambos em concordância com o primeiro nível de xistos argilosos antes citado,

Seguem-se quartzitos em bancadas delgadas, que parecem dispostas em anticlinal, visto inclinarem para ENE, a nascente, e para WSW, a poente. Deste lado estão em contacto com xistos argilosos que pendem, de igual modo, para WSW, em concordância com as bancadas delgadas de quartzitos do muro.

Por fim, surgem de novo os dois níveis da base do Ordoviciano, os quartzitos em camadas delgadas e em bancos espessos, inclinando para WSW, mas em que o exame dos leitos de sedimentação revela estarem invertidos.

Assim, somos levados a admitir um pequeno anticlinal muito apertado, possivelmente falhado nos encontros, correspondendo quase à cumiada em que assenta a pirâmide do Castelo, desenvolvendo-se depois o sinclinal principal, falhado longitudinalmente e levemente tombado para nascente.

Somos conduzidos a admitir a existência duma falha longitudinal, para explicar o contacto anormal dos xistos argilosos com os quartzitos em bancadas delgadas da orla nascente da serra, pois de outro modo não se pode compreender a discordância angular que se verifica entre aquelas duas formações.

Resta saber se o nível dos xistos argilo-gresosos e grés é o mais alto da série ou se, pelo contrário, a ele se sobrepõe outro nível de xistos argilosos, isto é, saber se a posição dos xistos argilo-gresosos e grés corresponde ao centro do sinclinal. Esta questão só o estudo das faunas a poderá resolver, pois que os caracteres litológicos não permitem estabelecer distinção entre os níveis xistosos. Inclinamo-nos para a primeira hipótese.

Ora, se nos níveis quartzíticos se encontram frequentemente *Scolithus* e *Bilobites*, os níveis xistosos são pouco fossilíferos e no nível dos xistos argilo-gresosos e grés não encontrámos quaisquer vestígios de fósseis.

Só encontrámos alguns restos fossilíferos no nível xistoso que contacta a poente com os xistos argilo-gresosos e grés: vários fragmentos de *Trilobites* e moldes de *Braquiópodos*, entre os quais nos foi possível reconhecer *Synhomalonotus Tristani* Brongniart e, talvez, *Orthis vespertilio* Sowerby.

As colecções dos Serviços Geológicos de Portugal, provenientes de colheitas realizadas por Nery Delgado, são algo



Fig. 1 — Vale, talhado nos xistos argilosos ordovicianos; desce da portela, onde passa a estrada de Portalegre a Castelo Branco, para o rio Tejo; no segundo plano, a Barroca da Senhora, a norte do rio Tejo, entre as cristas quartzíticas do Castelo e da Achada.

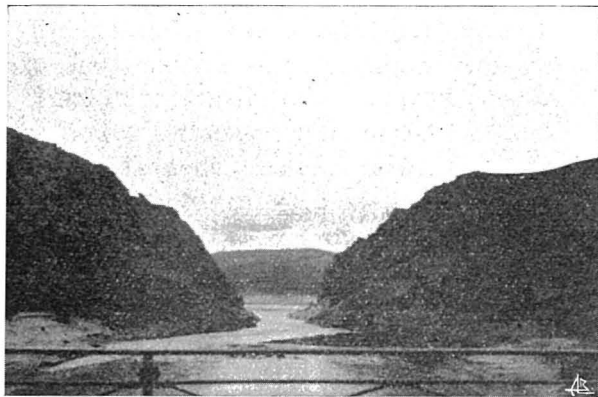
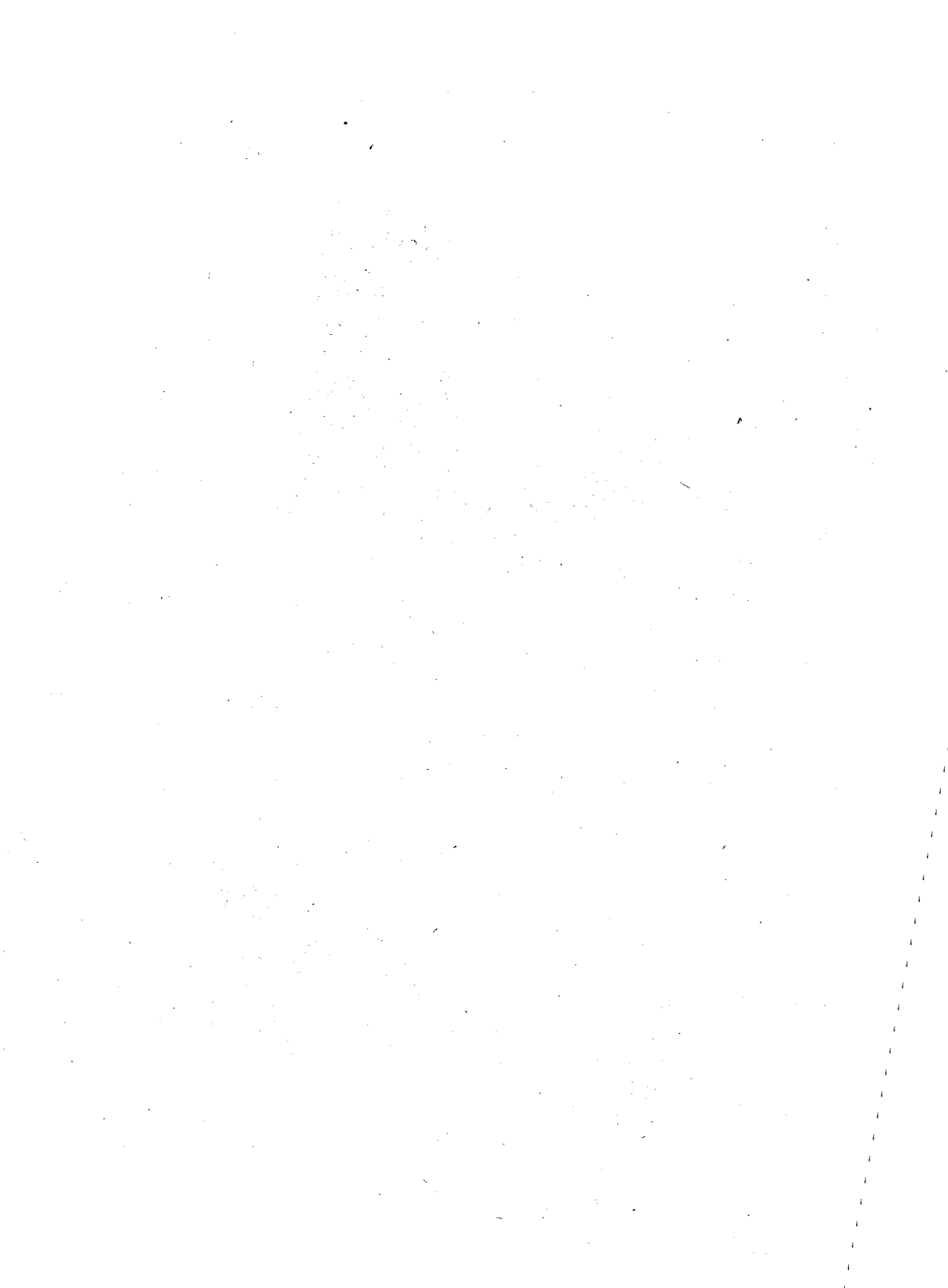


Fig. 2 — As «Portas de Ródão», passagem aberta pelo rio Tejo na faixa quartzítica ocidental da serra de Ródão. Vista de montante.



mais ricas: aí, encontrámos *Synhomalonotus Tristani* Brongniart, *Syn. Aragoi* Rouault, *Illoenus giganteus* Burmeister, *Dalmanites socialis* Barrande (49, pág. 6), *Orthis vespertilio* Sowerby, *Orthoceras* sp. e vários Braquiópodos indetermináveis.

Pelas indicações que os acompanham, os fósseis citados são comuns aos níveis xistosos que ladeiam os xistos argilo-gresosos e grés. Por esta razão, parece-nos mais provável que se trate de repetição do mesmo nível e que, portanto, o nível dos xistos argilo-gresosos e grés represente o topo dos terrenos ordovicianos de Vila Velha de Ródão.

4. AFLORAMENTOS DE CASTELO BRANCO A UNHAIS-O-VELHO (1).

Nesta série de afloramentos ordovicianos destacam-se dois grupos: um, mais para noroeste, constituído pelos afloramentos de Unhais-o-Velho a Dornelas, quase inteiramente a norte do rio Zêzere; outro, correspondente aos pequenos afloramentos que, desde a pirâmide de São Martinho, a sudeste de Castelo Branco, se estendem até a região a poente de Almacêda.

Este último grupo é constituído, pelo menos, por 11 pequenos afloramentos orientados sensivelmente na direcção NW-SE. Enumerando-os de sudeste para noroeste, o primeiro é o de São Martinho, cerca de 3 quilómetros a sul de Castelo Branco. Tem de comprimento aproximadamente 600 metros e a largura pouco ultrapassa 100 metros.

Entre a cidade de Castelo Branco e a ribeira da Lúria existem 4 afloramentos, dos quais o maior é o encostado àquela cidade: tem cerca de 1 quilómetro de comprimento e alcança pouco mais de 200 metros de largura na metade

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folhas 14 e 17; *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000 folhas 20-C, 20-D, 24-B e 24-C; *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 244, 254, 255, 267, 279, 280 e 292 (as folhas 254 e 267 em vias de publicação). As folhas do mapa na escala 1:50.000 são muito más, sobretudo na representação do relevo no interior da Cordilheira Central e dificilmente poderão servir de base a trabalhos de campo.

sudeste. Logo a norte da ribeira da Líria, existe um pequeno afloramento com 500 metros de comprimento.

A norte do rio Ocreza encontra-se o afloramento de Salgueiro do Campo, com quase 2,5 quilómetros de comprimento, situado totalmente para sudeste daquela povoação. Acerca de 1 quilómetro a norte de Salgueiro do Campo encontra-se o pequeno afloramento de Raposa.

Na zona noroeste do grupo citado encontram-se os três maiores afloramentos: o das serras do Lobo e de São Brás, com cerca de 4 quilómetros de comprimento, o de Cesta, com quase 3 quilómetros, e o de Pedragueira-Lapa, com cerca de 4 quilómetros.

Todos estes afloramentos ordovicianos estão rodeados por xistos argilosos das Beiras; os compreendidos entre Castelo Branco e Salgueiro do Campo contactam, em parte, com o grande afloramento granítico de Castelo Branco. Em todos eles, estão representados unicamente os níveis inferiores do Ordoviciano: o nível dos quartzitos em bancadas espessas e o dos quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides. Nos afloramentos primeiro citados as camadas ordovicianas estão verticais, enquanto no da Raposa inclinam 40° para NE. Nos restantes não nos foi dado proceder a observações.

A cobertura de detritos quartzíticos que repousa sobre as vertentes destas cristas não permitiu realizar as observações indispensáveis para discernimento da estrutura que estas últimas afectam; todavia, quer seja de sinclinal, quer de anticlinal, parece estar representado apenas um ramo do dobramento; o outro deve ter desaparecido por acção de falhas longitudinais.

Além das soluções de continuidade, que se verificam ser, por vezes, devidas a falhas transversais, nota-se dentro do mesmo afloramento a acção de acidentes daquele tipo, trazida por pequenos deslocamentos transversais das camadas e por desníveis das linhas de cumiada.

Nos afloramentos setentrionais da série, de Unhais-o-Velho a Dornelas, foi-nos possível realizar observações mais precisas.

Este grupo é constituído por 3 afloramentos. O que fica localizado mais a sudeste principia no Cabeço do Vale do Pereiro, na vertente esquerda do rio Zêzere, e prolonga-se até a Portela de Unhais; segue-se outro, deslocado para nascente, que se estende desde aquele ponto até cerca de 800 metros a norte da referida Portela de Unhais; o último, começa cerca de 300 metros a sul da ribeira de Unhais ⁽¹⁾ e prolonga-se quase até a ribeira da Pequena, numa extensão de 2 ou 3 quilómetros.

Estes afloramentos estão verdadeiramente entalados nos xistos argilosos das Beiras.

Entre o Cabeço do Vale do Pereiro e a Porta do Souto, as camadas correm para noroeste; deste último ponto até a Portela de Unhais orientam-se para nor-noroeste; esta mudança de direcção corresponde a uma falha transversal à crista que, além de alterar a orientação dos estratos ordovicianos, deslocou ligeiramente, para nascente, o segundo troço citado.

Da Portela de Unhais até cerca de 800 metros a norte desta zona, as camadas seguem no rumo N 15° W e estão deslocadas de umas dezenas de metros para nascente em relação ao troço precedente. Embora aquela deslocação seja pequena, mercê da largura exígua que neste ponto tem o Ordoviciano, é suficiente para separar totalmente os dois troços.

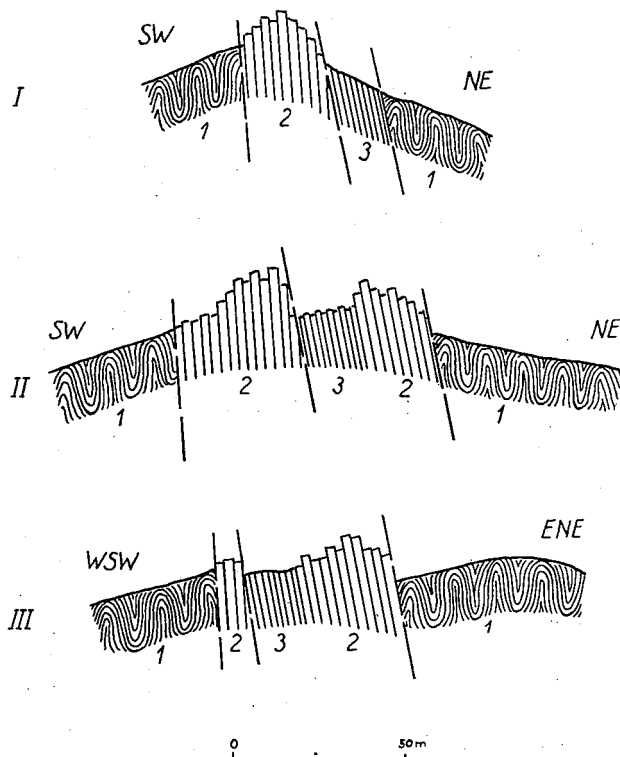
O último afloramento, entre a ribeira de Unhais e a ribeira da Pequena, orienta-se outra vez no rumo noroeste e morre, na extremidade noroeste, contra um grande acidente tectónico: a falha de Cebola (48, págs. 10 a 12).

Tal como no grupo anterior, nesta série de afloramentos só está representada a base do Ordoviciano: o nível constituído pelos quartzitos em bancadas espessas e o nível dos quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides.

Quanto a fósseis, apenas encontrámos alguns Bilobites em blocos quartzíticos soltos; nas colecções dos Serviços Geológicos de Portugal, provenientes das colheitas de Nery Delgado, só encontrámos, de igual modo, Bilobites.

(1) *Rio Unhais-o-Velho* no mapa na escala 1:25.000.

Os afloramentos descritos são limitados por duas falhas; além destas regista-se uma terceira falha na zona axial. Os



ORDOVICIANO	{	3 — Camadas delgadas de quartzitos com intercalações xistóides
		2 — Camadas espessas de quartzitos
ALGÔNQUICO		1 — Xistos argilosos

Fig. 4 — Cortes geológicos da zona noroeste do afloramento ordoviciano de Dornelas — Unhais-o-Velho.

- I — Corte a norte da ribeira de Unhais,
 II — corte a sul da ribeira de Unhais,
 III — corte pela Portela de Unhais.

cortes realizados (fig. 4), em pontos que permitem a observação dos contactos, revelaram-nos que estes terrenos ordovicianos afectam estrutura sinclinal, extremamente apertada e

ligeiramente tombada para sudoeste, falhada na zona axial e nos contactos com os xistos argilosos algôníquicos.

Atribuímos ao traçado, um tanto irregular, de tais falhas longitudinais o facto do mesmo afloramento poder variar de espessura entre limites bastante largos, embora nunca ultrapassando o valor máximo de 100 metros.

Assim, o afloramento que se encontra logo depois da Portela de Unhais, quando se caminha para norte, chega, na zona central, a ficar reduzido a alguns metros (persistem unicamente duas ou três bancadas de quartzitos); a sua existência é assinalada mais pelas nascentes de água que brotam da falha poente que pelas próprias camadas, arrasadas e extremamente fracturadas.

5. AFLORAMENTO DE FAJÃO A SARNADAS ⁽¹⁾.

Este afloramento ordoviciano, que se estende desde a margem esquerda do rio Ceira, a noroeste, até quase à ribeira da Magueira, a sudeste, forma a crista ordoviciano mais extensa e imponente da Beira Baixa. Atinge 32 quilómetros de comprimento e ultrapassa 1 quilómetro de largura ao norte de Fajão e logo ao sul da povoação de Cabril. Os terrenos ordovicianos estão encaixados nos xistos argilosos das Beiras.

O afloramento inicia-se cerca de 500 metros a sul do rio Ceira, cujo vale domina da altura de mais de 400 metros; segue na direcção sudeste e vai passar encostado à povoação de Fajão do lado nordeste. Aqui, a sua largura é menos de metade da que apresenta a norte daquela povoação. Continua-se, depois, alargando progressivamente, até à ribeira de Unhais; a cumiada mantém-se a altitudes próximas de 1.000

⁽¹⁾ Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folhas 14 e 17; *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folhas 20-C, 24-A e 24-B; *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 244, 254, 266, 267, 278 e 279 (as folhas 254, 266 e 267 em vias de publicação). Ver a observação feita para as folhas do mapa na escala 1:50.000 na nota sobre a cartografia da região dos afloramentos de Castelo Branco a Unhais-o-Velho.

metros, que ultrapassa em Batouco (1.106 metros), até a portela de Vidual de Cima, passada a qual a linha de cumiada baixa para os 900 metros e a esta altitude se mantem até a pirâmide de Picoto (926 metros).

Ultrapassada a ribeira de Unhais, a largura do afloramento reduz-se progressivamente até alcançar o rio Zêzere, para sul do qual mantem largura mais ou menos constante.

Para sudeste da pirâmide do Picoto a serra é mais baixa; os seus cimos mantêm-se à volta dos 650 metros de altitude. Logo, porém, a sul da povoação de Orvalho tornam a elevar-se acima dos 800 metros e atingem 911 metros na pirâmide de Vilar.

O afloramento acaba na serra de Moradal ⁽¹⁾ ainda de maneira mais imponente do que começa na região de Fajão, pois aquela serra emerge abruptamente duma planura e, a reforçar o contraste, segue-se-lhe, para sudeste a bacia de Sarzedas.

A estrutura do afloramento é assaz complexa. Realizámos o estudo de dois cortes transversais, um a sul da ribeira de Unhais e ao longo do caminho que une a Barragem de Santa Luzia com a estrada de Orvalho — Pampilhosa da Serra, outro a norte daquela ribeira ao longo do caminho que liga o povoado de Foz do Ribeiro ao de Vidual de Cima.

Em consequência da folha da carta militar de Portugal que abrange a região dos cortes não estar publicada na altura em que realizámos o trabalho, tivemos de utilizar a folha 20-C da carta corográfica de Portugal, na escala de 1:50.000; o relevo representado por esta é, todavia, muito fantasioso e, assim, os esquemas que damos daqueles dois cortes (fig. 5) são pouco rigorosos.

Descreveremos os cortes de nascente para poente, principiando pelo corte a sul da ribeira de Unhais.

Neste corte, o contacto leste dos quartzitos ordovicianos com os xistos argilosos algônquicos encontra-se cerca de 100 metros a montante da barragem de Santa Luzia. Os xistos

(1) Ver Orlando Ribeiro (35, págs. 6 e 7, notas infra-paginais).

numa faixa de cerca de 20 metros junto dos quartzitos ordovicianos encontram-se totalmente esmagados e o mesmo acontece com as bancadas de quartzitos em contacto com eles, que se mostram transformados numa brecha; estes factos tra-

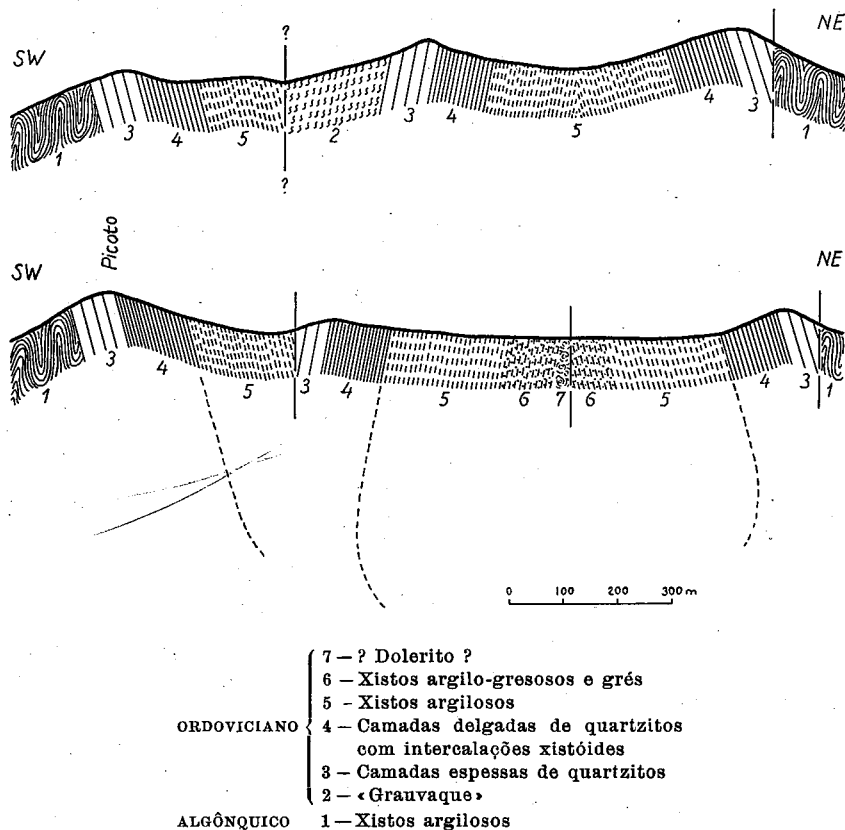


Fig. 5 - Cortes geológicos do afloramento ordoviciano de Fajão a Sarnadas; o corte superior foi realizado a norte da ribeira de Unhais e o inferior a sul da mesma ribeira.

duzem a existência duma falha marginal, do lado nascente do afloramento ordoviciano, que é também denunciada por uma série de nascentes alinhadas.

O afloramento ordoviciano inicia-se por bancadas quartzíticas espessas, com raras intercalações de quartzitos xistóides

e micáceos que inclinam cerca de 50° para Nm 75° E; a certa altura, porém, passam a inclinar 70° para Sm 60° W, dando a ideia de se encontrarem dobradas num pequeno anticlinal muito apertado. Um exame global desta zona convenceu-nos que tal anticlinal é fictício.

Na realidade, o exame dos leitos das bancadas quartzíticas mostrou-nos que todas se encontram na mesma posição relativa, isto é, com o muro do lado nascente e o tecto do lado poente; facto que não poderia acontecer se se encontrassem dobradas em anticlinal. Esta verificação só não é possível na zona onde muda o sentido do pendor das assentadas, porque aí estas encontram-se muito esmagadas devido à existência duma falha.

As mesmas bancadas quartzíticas são cortadas por uma falha que inclina cerca de 25° para SW. Este acidente limita, do lado do muro, os quartzitos que, aparentemente, se encontram dobrados em anticlinal. Do lado do tecto, os mesmos quartzitos mostram pendor de cerca de 75° para Nm 75° E, quer dizer encontram-se ligeiramente invertidos. São estas bancadas que dão passagem para o resto da série ordoviciana.

Prosseguindo para poente, os quartzitos em bancadas espessas dão passagem ao nível dos quartzitos em bancadas delgadas com abundantes intercalações xistóides que, por sua vez, passam a xistos argilosos de cor cinzenta-escura; estes apresentam na base vários leitos de xistos argilosos finos, negros.

Este nível xistoso prolonga-se até as proximidades da linha de água que desce em frente do povoado de Vale Grande, onde passa a um nível constituído por xistos argilo-gresosos e grés, nível este muito semelhante ao que se encontra no afloramento ordoviciano de Vila Velha de Ródão.

Para o topo deste último nível as camadas, que até aqui mostram pendor regular para Nm 75° E, apresentam-se muito perturbadas — vêem-se mesmo formar dois pequenos anticlinais num pequeno espaço — e acabam a poente limitadas por uma falha.

Do lado poente desta falha encontra-se, na espessura de cerca de 20 metros, uma rocha de grão muito fino, negra e muito dura, com a particularidade notável de mostrar disjunção esferóidal perfeita.

Descobrimos tal rocha quando fazíamos um reconhecimento desta região da Cordilheira Central com o Prof. Orlando Ribeiro. Tanto nós como este Professor ficamos convencidos de estarmos perante uma formação dolerítica semelhante às do Buçaco. Todavia, uma amostra entregue ao Prof. Tôrre de Assunção, com o pedido de averiguar a sua natureza petrográfica, não confirmou a nossa suposição.

Este Professor, depois de a ter examinado ao microscópio, declarou que a amostra se encontrava muito alterada e lhe parecia mais um xisto altamente metamorfizado que uma rocha dolerítica.

Quando da realização do corte que temos estado a descrever procurámos averiguar mais pormenorizadamente as condições de jazida da dita rocha e procurámos, ao mesmo tempo, outros pontos em que pudesse aflorar.

Não fomos felizes neste último intento, pois todo o terreno se encontra muito coberto por espessos depósitos de vertente e a referenciação da existência da rocha devêmo-la à abertura do caminho para serventia da barragem de Santa Luzia.

Quanto ao modo de jazida, se pelo lado nascente aquela rocha é limitada pela falha já citada, pelo lado poente seguem-se-lhe xistos argilo-gresosos e grés, idênticos aos citados logo a nascente daquela falha, com o pender de 60° para Sm 55° W. Porém, aqui notam-se vestígios de metamorfismo de contacto nas assentadas adjacentes. Estas apresentam-se endurecidas e algum tanto mosqueadas; embora o estado de alteração não nos permitisse identificar a natureza destas «moscas», deixou-nos, contudo, verificar que se não trata de manchas provocadas pela alteração.

Estes dados levam-nos a manter a hipótese de se tratar de uma possível emissão dolerítica, análoga à do Buçaco; quanto ao facto do Prof. Tôrre de Assunção não ter podido verificar a sua natureza, isso encontra explicação muito plausível no facto de a rocha ser de grão muito fino e na alteração por ela apresentada; o corte não tem mais de metro e meio de altura e é, portanto, impossível obter amostras sãs.

Como dissemos, a esta rocha seguem-se xistos argilo-

-gresosos e grés que passam a xistos argilosos, quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides e, finalmente, quartzitos em bancadas espessas, todos estes níveis seguindo-se concordantemente e com inclinação à volta de 60° para Sm 55° W; quer dizer, encontramos a mesma série descrita anteriormente, mas em ordem inversa. Esta parte do afloramento apresenta, portanto, estrutura sinclinal.

Ao último nível quartzítico seguem-se novamente xistos argilosos, porém com pendor de 80° para Nm 55° W; entre o nível quartzítico e o xistento nota-se a passagem duma falha.

Aos xistos argilosos seguem-se, uma vez mais e em concordância, quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides e, depois, quartzitos em bancadas espessas, que constituem a elevação em que assenta a pirâmide de Picoto — 926 metros. Estes quartzitos, do lado poente, estão em contacto com os xistos argilosos algônquicos.

Também deste lado do afloramento nos quis parecer existir uma falha marginal limitando o afloramento ordoviciano, contudo, o terreno está muito coberto e as observações não puderam ser concludentes.

Pelo que fica exposto acima, este troço do afloramento apresenta ainda estrutura sinclinal embora só representada pelo ramo poente.

Vamos descrever, agora, o segundo corte que, embora deslocado somente de cerca de 2 quilómetros para noroeste do primeiro, apresenta algumas diferenças interessantes. A descrição é feita de nascente para poente.

O limite nascente do afloramento apresenta-se de modo idêntico ao descrito no corte precedente, porém, com mais regularidade, pois que os quartzitos inclinam uniformemente para Nm 75° E, um pouco invertidos.

No contacto entre os xistos argilosos algônquicos e os quartzitos em bancadas espessas nota-se a passagem da mesma falha que assinalámos a propósito do primeiro corte, acompanhada por uma zona esmagada particularmente desenvolvida nos xistos argilosos algônquicos.

Aos quartzitos em bancadas espessas seguem-se quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides e xistos

argilosos que, a meia distância entre a crista quartzítica onde se encontra assente a barragem e a que se segue logo a poente de Vale Grande, mudam de pendor, passando a inclinar cerca de 60° para WSW. Na zona de mudança de pendor nota-se a existência de alguns leitos de xisto argiloso mais gresoso mas não se chega a definir o nível de xistos argilo-gresosos e grés que encontrámos no corte precedente.

A este nível xistento seguem-se, em concordância, quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides e quartzitos em bancadas espessas, inclinando para WSW.

As assentadas de quartzitos segue-se uma rocha bastante estranha que, provisoriamente, classificaremos de grauvaque.

O tom geral desta rocha é acinzentado, não muito escuro, e nela se distingue uma pasta cinzenta que serve de cimento a elementos angulosos, esbranquiçados, que mostram dimensões desde menos de 1 milímetro até um pouco mais de 1 centímetro.

Esta rocha não é nada físsil, antes apresenta disjunção prismática irregular. Todavia, quando se observam fracturas sensivelmente normais à disposição dos estratos ordovicianos, nota-se que os elementos esbranquiçados se encontram achatados segundo aquela direcção e conferem à rocha aspecto xistóide.

Examinada sumariamente ao microscópio, destaca-se grande abundância de clorite e quartzo com textura brechóide.

Este «grauvaque» contacta, a poente, com xistos argilosos que pendem cerca de 70° para Nm 55° E. A falta de estratificação não nos permitiu averiguar se aquela rocha recobre estes xistos ou se, pelo contrário, serve de base à assentada de quartzitos em bancadas espessas que se lhe segue a nascente; também os depósitos de vertente não permitiram examinar convenientemente os contactos do «grauvaque» quer com os xistos argilosos, quer com os quartzitos.

Mais para poente, àqueles xistos argilosos seguem-se, concordantemente, quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides e, depois, quartzitos em bancadas espessas, que estão em contacto com xistos argilosos algónquicos.

Assim, os dois cortes transversais que acabamos de descrever permitem-nos atribuir ao afloramento uma estrutura composta por dois sinclinais justapostos, de que o mais a poente está representado, pelo menos nesta zona, unicamente por um ramo.

Vejam, agora, a seriação dos níveis petrográficos que compõem esta série ordoviciana e, ao mesmo tempo, os fósseis que nela têm sido encontrados.

Como vimos, o nível constituído pelo «grauvaque» é de posição duvidosa. Decidimos atribuí-lo à base da série já pelas semelhanças que esta série parece apresentar com a do Buçaco, já pelo facto de pelo exame no terreno nos parecer haver mais concordância com os quartzitos que se lhe seguem a nascente do que com os xistos argilosos de poente; quis-nos parecer que a falha, que separa os dois sinclinais no primeiro corte, passaria entre aqueles xistos argilosos e o «grauvaque». Contudo, a posição deste «grauvaque» só poderá ficar bem esclarecida com mais elementos de observação.

Nesta hipótese, ao «grauvaque» segue-se o nível dos quartzitos em bancadas espessas e o dos quartzitos em bancadas delgadas com intercalações xistóides, um e outro com *Scolithus* e *Bilobites*; alguns moldes de Braquiópodos pareceram-nos pertencentes ao género *Lingula*, porém não o podemos garantir.

A quase totalidade dos fósseis guardados nas colecções dos Serviços Geológicos de Portugal, provenientes das colheitas realizadas por Nery Delgado, são de *Bilobites* destes dois níveis.

Acima dos níveis quartzíticos vem um nível de xistos argilosos, em cuja base é relativamente abundante *Didymograptus Murchisoni* Beck. Existe um exemplar proveniente de 1.300 metros a S do lugar de Porto Fajão nas colecções dos Serviços Geológicos e nós pudemos colher vários no nível existente do corte a sul da ribeira de Unhais.

Neste mesmo nível colhemos bastantes exemplares de fósseis, porém quase todos em mau estado de conservação. Reconhecemos entre eles *Synhomalonotus Tristani* Brongniart, duas espécies do género *Orthis* e uma forma de Ostracodo, possivelmente *Beyrichia simplex* Jones.



Fig. 1 — Vista da crista quartzítica oriental do afloramento de Fajão a Sarnadas, cortada pela ribeira de Unhais.



Fig. 2 — Faixa oriental dos quartzitos do afloramento de Fajão a Sarnadas, na passagem da ribeira de Unhais. Fechando a garganta, vê-se a barragem de Santa Luzia.

Por cima deste nível encontram-se os xistos argilo-gre-sosos e grés, nos quais recolhemos um fragmento de cefalo-tórax de trilobite que nos pareceu pertencer ao género *Dalmanites*.

O topo da série é constituído pela rocha com disjun-ção esferóidal que, sob reserva, consideramos ter probabili-dade de ser um dolerito.

Na interpretação da estrutura do afloramento, que damos nos esquemas dos dois cortes estudados (fig. 5), admitimos a seriação que acabamos de expor, bastante diferente da apre-sentada por P. Hernandez Sampelayo (38) para o Paleozóico de Pampilhosa da Serra.

*

* *

Depois de termos apresentado breve resenha dos dife-rentes afloramentos ordovicianos da Beira Baixa, resta-nos ver se é possível precisar a idade dos diferentes níveis petrográ-ficos citados.

Como se viu, os dados paleontológicos são escassos; não permitem separar com precisão os andares presentes.

Um facto comum a todos os afloramentos é a discor-dância tectónica, por lacuna e de fácies que apresentam na base: assentam discordantemente sobre os xistos argilosos algôn-quicos.

O Ordoviciano inicia-se na Beira Baixa, por toda a parte, pelo nível constituído por camadas espessas de quartzitos com *Scolithus* e *Bilobites*. Parece fazer excepção o afloramento de Fajão a Sarnadas que nos deu ideia de começar por grau-vaques; contudo, é como hipótese que consideramos o «grau-vaque» da ribeira de Unhais como base daquele afloramento, pois que, como vimos, não há argumentos suficientes para ali-cerçar tal afirmação.

A ser assim, o «grauvaque» constitui a base do Ordo-viciano e pode representar o Tremadociano (11, pág. 27).

Comuns a todos os afloramentos são os bancos quartzí-ticos espessos, assim como os em camadas delgadas com

intercalações xistóides, ambos com *Scolithus* e *Bilobites* e, possivelmente, uma ou mais espécies de *Lingula*.

Estes dois níveis representam, por certo, o Skiddaviano (11, pág. 27), correspondendo aos grés armoricanos. Para o Prof. Carrington da Costa formam o Skiddaviano inferior e, só em parte, o superior, pois neste estariam englobados alguns xistos argilosos.

Em todos os afloramentos da Beira Baixa, em que a série sobe acima dos níveis quartzíticos, sucedem-lhes xistos argilosos, que em Penha Garcia, Monforte da Beira e Vila Velha de Ródão são algo micáceos na base. Todavia, no afloramento de Penha Garcia interpõe-se, entre o nível dos xistos argilosos e o das camadas delgadas de quartzitos com intercalações xistóides, outro de quartzitos xistóides ferruginosos e micáceos.

Este último nível parece lógico incluí-lo no Skiddaviano, embora não tenhamos encontrado nele qualquer fóssil: a comparação das séries apresentadas pelos diferentes afloramentos leva-nos a considerar os quartzitos xistóides, ferruginosos e micáceos de Penha Garcia como uma variante litológica local das camadas delgadas de quartzitos com intercalações xistóides.

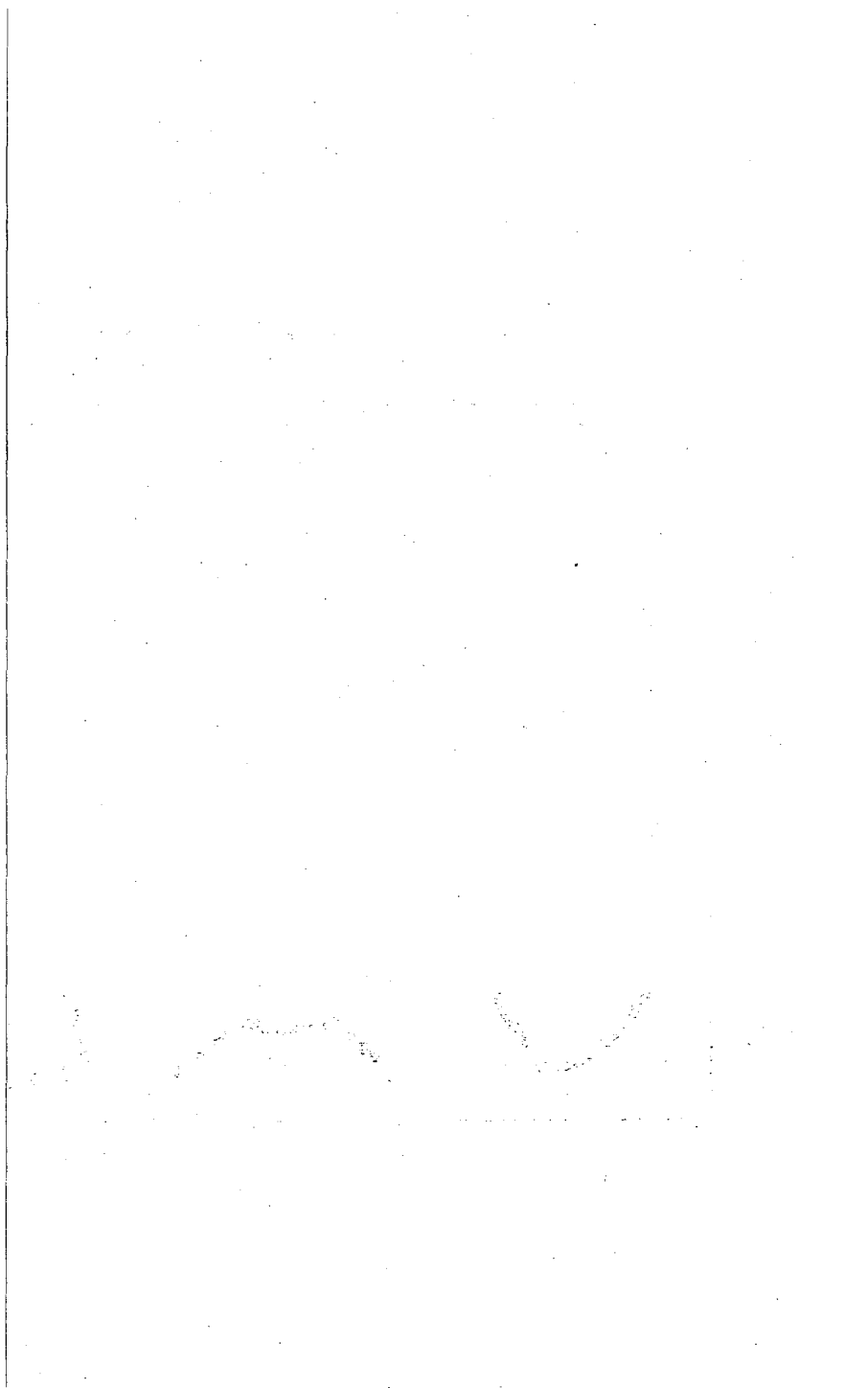
Nos afloramentos que se alinham de Castelo Branco a Unhais-o-Velho a série ordoviciana termina com o segundo nível quartzítico.

No nível constituído por xistos argilosos encontram-se, na base, nos afloramentos de Fajão a Sarnadas e de Vila Velha de Ródão, *Didymograptus Murchisoni* Beck que permitem concluir que estes xistos representam em parte o Llanvirniano. Dizemos em parte, porque as fáunulas encontradas nestes mesmos xistos argilosos em Penha Garcia, Vila Velha de Ródão e Fajão nos indicam que compreendem camadas do Llandeiliano. Não nos é, contudo, possível separar os dois andares e, deste modo, teremos de considerar o nível dos xistos argilosos como pertencente ao Llanvirniano-Llandeiliano, sem especificação.

Nos afloramentos de Vila Velha de Ródão e de Fajão a Sarnadas, aos xistos argilosos seguem-se xistos argilo-gresosos e grés. Só no último daqueles afloramentos encontrámos um

ORDOVICIANO DA BEIRA BAIXA

AFLORAMENTOS					CLASSIFICAÇÃO ESTRATIGRÁFICA
PENHA GARCIA	MONFORTE DA BEIRA	VILA VELHA DE RÓDÃO	CASTELO BRANCO A UNHAIS-O-VELHO	FAJÃO A SARNADAS	
Xistos argilosos Quartzitos xistóides, ferru- ginosos e micáceos Camadas delgadas de quar- tzitos com intercalações xistóides Camadas espessas de quartzitos	Xistos argilosos Camadas delgadas de quar- tzitos com intercalações xistóides Camadas espessas de quartzitos	Xistos argilo-gresosos e grés Xistos argilosos Camadas delgadas de quar- tzitos com intercalações xistóides Camadas espessas de quartzitos	 Camadas delgadas de quar- tzitos com intercalações xistóides Camadas espessas de quartzitos	Dolerito ? Xistos argilo-gresosos e grés Xistos argilosos Camadas delgadas de quar- tzitos com intercalações xistóides Camadas espessas de quartzitos «Grauvaque»	? Caradociano Llandeiliiano Llanvirniano Skiddaviano ? Tremadociano
SW NE 	WSW ENE 	WSW ENE 	SW NE 	SW NE 	ESTRUTURAS



fragmento de trilobite, muito plausivelmente duma espécie de *Dalmanites*, que não dá elementos para a atribuição de idade a este nível.

Se se verificar que a rocha com disjunção esferoidal por que acaba a série ordoviciana de Fajão a Sarnadas é, de facto, um dolerito, por analogia com a série ordoviciana do Buçaco, poderemos supor que os xistos argilo-gresosos e o dolerito representem o Caradociano.

No quadro em que resumimos a estratigrafia do Ordoviciano da Beira Baixa admitimos as hipóteses do «grauvaque» do afloramento de Fajão representar a base do Ordoviciano e de os dois níveis acima referidos representarem o Caradociano. No mesmo quadro e de maneira muito esquemática indica-se a estrutura dos diversos afloramentos.

Este estudo do Ordoviciano da Beira Baixa é resultado dum primeiro reconhecimento e, portanto, bastante incompleto e ainda eivado de hipóteses; contudo, parece-nos suficiente para comprovar o interesse geológico dos afloramentos que o constituem e, em especial, do de Fajão a Sarnadas.

ROCHAS ERUPTIVAS

Tratamos nesta altura das rochas eruptivas porquanto, até hoje, não foram caracterizadas rochas desta natureza de idade posterior à deposição dos grés arcósicos da Beira Baixa. Compreendem, fundamentalmente, granitos e, de maneira muito subordinada, sienitos e filões ácidos e básicos de vária natureza.

Embora os granitos ocupem extensão muito apreciável da Beira Baixa pode dizer-se que não têm sido estudados. Entre os numerosos trabalhos que nos últimos anos foram publicados sobre os granitos portugueses, unicamente se encontram duas notas relacionadas com os da Beira Baixa e, assim mesmo, tratando de aspectos locais.

Numa daquelas notas o Prof. Amílcar de Jesus (22) estuda um albitito da região de Idanha-a-Nova e, na outra, a Dr.^a J. dos Santos Pereira (28) identifica como sienítica uma

ocorrência dos chamados «granitos vermelhos» da região de Caria.

Acidentalmente, o Eng.^o Bacellar Bebiano (4) descreveu os tipos de granitos da região de Pero Viseu.

Pela nossa parte tivemos ocasião de nos referir aos filões básicos numa pequena nota (48, págs. 10 e 11) e, mais tarde, de descrever sumariamente os da região a poente do Fundão (50).

1. GRANITOS.

O maior afloramento granítico, pertencente inteiramente à Beira Baixa, é o que se estende desde Castelo Branco e Idanha-a-Nova, respectivamente a sul e sudeste, até a linha de festo da serra da Gardunha.

A nordeste deste fica o afloramento de Monsanto e Penamacor, o segundo em extensão. No sudeste da Beira Baixa encontram-se três pequenos afloramentos: o de Zebreira, o de Salvaterra do Extremo e o de Segura. Os dois últimos prolongam-se para Espanha.

Na Cova da Beira há o afloramento de Fundão e Alcaria, que abrange parte da vertente norte da serra da Gardunha e está separado por uma estreita faixa de xistos argilosos, algônicos, do grande afloramento granítico do Centro e Norte do País.

Afloramento de Castelo Branco e Idanha-a-Nova.

Com excepção da vertente sul da serra da Gardunha, a região abrangida por este afloramento granítico é bastante plana; os afloramentos rochosos são de dimensões exíguas e muito dispersos; formam pequenos cabeços emergindo da planura (Est. III, fig. 1).

O afloramento é constituído, essencialmente, por granito grosseiro e granito porfiróide, tipo «dente de cavalo»; encontram-se, além destes, outros tipos, de grão médio, mas a sua extensão é reduzida.

Os reconhecimentos que fizemos levaram-nos à con-

vicção de que o granito grosseiro e o granito porfiróide não são mais que dois tipos texturais da mesma rocha. Passa-se sempre de um ao outro muito insensivelmente, encontrando-se todas as graduações possíveis entre um granito tipicamente «dente de cavalo» e um granito muito grosseiro. Aliás, examinados ao microscópio, não se nota diferenciação na constituição; quando muito, no tipo porfiróide é mais desenvolvida a associação pertítica.

Na descrição dada adiante do jazigo do Palvarinho teremos ocasião de descrever este granito mais pormenorizadamente; aqui, limitar-nos-emos a indicar que se trata de granito grosseiro ou porfiróide, com moscovite e biotite, esta predominando sobre aquela.

A textura grosseira predomina na zona de bordadura do afloramento onde, por vezes, o granito se torna quase exclusivamente moscovítico. No interior do afloramento mostra sempre tendência para o porfirismo, mesmo na região de Orca, onde a granulidade se apresenta talvez mais homogênea.

Nalguns pontos encontram-se fenocristais feldspáticos orientados; todavia, a orientação não é constante: num espaço de algumas dezenas de metros quadrados podem observar-se várias orientações.

No interior deste granito grosseiro ou porfiróide encontram-se outros dois tipos de granito, um moscovítico e outro biotítico, de grão muito mais fino. Quer um, quer outro podem encontrar-se sob a forma de filões ou de pequenos maciços. Não obstante, o tipo moscovítico é mais comum sob a forma filoniana, raramente se encontrando de outro modo.

O tipo moscovítico é de grão médio, com tendência para fino ou fino; apresenta sempre contactos bem marcados; somente quando constitui filões-camadas se observam zonas de transição de alguns centímetros.

O tipo biotítico é mais de grão médio e, em geral, conserva alguma moscovite. É este o caso dos afloramentos da região de Escalos de Baixo, onde este tipo de granito alcança desenvolvimento apreciável, e da região de Alcains, onde forma vários cabeços de que o mais saliente é o denominado Monte do Carvão, a poente da estrada Fundão a Castelo Branco.

Na região a poente de Oledo, Ponte de S. Gens, ocupa certa extensão o tipo biotítico; não se observa aqui a existência de moscovite e a biotite é mais abundante, factos que conferem ao granito aspecto mais escuro e tom acinzentado.

Afloramento de Monsanto e Penamacor.

O granito deste afloramento é predominantemente porfiróide, constituído por feldspato branco, quartzo hialino, biotite e moscovite. Esta última mica é muito menos abundante que a primeira.

Ao longo do contacto com os xistos argilosos algônicos existe uma faixa, com largura não superior a três quilómetros, de granito moscovítico de grão médio, quase grosseiro. A passagem do granito porfiróide a este granito moscovítico faz-se gradualmente, pela diminuição do grão e perda de biotite e, concomitantemente, pelo aumento de moscovite e aparecimento de turmalina.

O exame da zona de transição convenceu-nos de que se trata duma fácies marginal da intrusão granítica. Teremos ocasião de nos ocupar com mais vagar deste tipo moscovítico ao descrevermos o jazigo de Ceife.

Como o afloramento anterior, este ocupa também região bastante plana; contudo, encontra-se nele um dos relevos mais interessantes da Beira Baixa, os *inselbergen* de Monsanto e de Moreirinha que, precisamente por se encontrarem no meio de extensa planura, se destacam melhor.

Afloramento de Zebreira.

O afloramento granítico de Zebreira situa-se a poente e sudoeste desta povoação; tem o contorno grosseiramente paralelogrâmico, com a maior extensão no sentido poente-nascente. Está praticamente arrasado à mesma altura dos terrenos circunvizinhos e integra-se perfeitamente na superfície comum.

A rocha é um granito de grão médio, com tendência para fino, biotítico e mesocrata; a cor predominante é a



Fig. 1 — Vale do rio Ocreza, dentro do afloramento granítico de Castelo Branco.



Fig. 2 — Garganta aberta pelo rio Erges no afloramento granítico de Segura; o relevo baixo, no primeiro plano, corresponde a xistos argilosos algôníquicos.

cinzenta. À simples vista distinguem-se o feldspato, acinzentado, que confere a cor dominante à rocha, quartzo hialino, biotite e moscovite, esta última pouco frequente.

Examinado ao microscópio, apresenta textura granular. Entre os feldspatos pareceu-nos mais frequente a oligoclase e a albite; a ortose é rara; por vezes, nota-se a presença da associação micropertítica. Confirma-se a presença de quartzo, biotite e moscovite.

O quartzo apresenta extinção algum tanto ondulante e os feldspatos encontram-se bastante alterados.

Afloramento de Salvaterra do Extremo.

Teremos ocasião de nos referir com algum pormenor ao granito deste afloramento quando descrevermos os jazigos da região. Podemos dizer que se trata dum granito leucocrata, moscovítico e de grão médio, por vezes um pouco grosseiro.

É sobre o pequeno monte formado pela rocha granítica, mais alta que os ~~os~~ xistos argilosos encaixantes, que se encontra a povoação de Salvaterra do Extremo.

Afloramento de Segura.

Este afloramento é constituído por um granito moscovítico, de grão médio a tender para fino, que descreveremos com maior minúcia ao tratar dos filões de barita plumbífera da localidade citada. A principal diferença em relação ao granito do afloramento de Salvaterra do Extremo reside na menor dimensão dos elementos constituintes.

De maneira semelhante ao que acontece com o afloramento anterior, também este origina uma pequena elevação, que se destaca da superfície adjacente, e em cuja extremidade sudoeste se encontra a povoação de Segura (Est. III, fig. 2).

Afloramento de Fundão e Alcária.

Em contraste com todos os afloramentos citados até agora, o de Fundão e Alcária apresenta contornos extrema-

mente irregulares. Todavia, podemos dizer que afecta forma grosseiramente triangular.

Dos lados nascente e sul uma estreita faixa de xistos argilosos englobados no granito tem como resultado dar a aparência de que o centro do afloramento é marginado por uma faixa de granito destacada do afloramento principal. A sudoeste, o núcleo principal do afloramento emite uma apófise que ultrapassa a povoação de Castelejo e alcança a de Lavacolhos ⁽¹⁾. Um pouco a norte desta apófise existe um pequeno afloramento granítico que coincide com o cume do Cabeço de Argemela ⁽¹⁾, onde fica o ponto de cota 740, representado na carta geológica de Portugal, embora sem que esteja figurado o afloramento granítico referido.

O afloramento de Fundão e Alcária é constituído por granito de grão médio, algumas vezes quase fino, biotítico, enquanto que o pequeno afloramento do Cabeço de Argemela é de granito moscovítico.

O granito do Fundão é uma rocha mesocrata, em consequência da abundância de biotite; nele se distingue, à simples vista, quartzo hialino, feldspato branco e biotite.

O Eng.º Bacellar Bebiano (4, págs. 6 e 7), que observou ao microscópio rochas deste afloramento da região ao sul de Pero Viseu, assinala a presença de ortose, oligoclase, biotite e, mais raramente, moscovite.

Tivemos ocasião de examinar amostras colhidas entre Fundão e Alcária, ao longo da estrada de Fundão a Covilhã, e notámos composição semelhante. Além daqueles elementos, verificámos a presença de albite e constatámos que os grãos mais desenvolvidos de feldspato se apresentam, frequentemente, zonados; todavia, o estado de alteração das rochas não permitiu precisar a composição dos cristais zonados (Est. IV, fig. 1).

Afloramento de Argemela.

O pequeno afloramento granítico do Cabeço de Argemela fica a poente do descrito anteriormente e, por assim dizer,

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 20-D.

na sua bordadura. A rocha eruptiva rompeu através dos xistos argilosos algônuicos, constituindo um afloramento grosseiramente circular, de diâmetro não superior a 300 metros.

Não se pode dizer que este granito, perfeitamente leucocrata, seja de grão médio ou fino, porquanto o exame macroscópico mostra-o constituído por uma pasta feldspática em que se distinguem pequenos grãos de quartzo e lamelas de moscovite; a textura lembra mais a porfirítica que a granular, embora não seja de modo algum porfirítica.

Observado ao microscópio, verifica-se a existência de abundantes secções de albite, como único representante dos feldspatos, e, menos numerosas, de quartzo e moscovite, a par de um mineral de relevo forte, que não pudemos identificar, e de alguns grãos de epidoto (Est. IV, fig. 2).

A composição estranha deste granito levou-nos a submetê-lo à apreciação do Dr. J. Brak-Lamy que nos deu as seguintes informações: «A moscovite tem carácter zonado que lembra assimilação. Esta desconfiança parece confirmada por outros caracteres, principalmente pela presença de um silicato de metamorfismo muito curioso, de relevo nitidamente superior ao da moscovite, portanto forte, com geminação de dois indivíduos ou polissintéticos à maneira das plagioclases, biáxico, com 2V grande e ópticamente positivo — clinozoisite».

Cremos que a composição deste granito reflete uma alteração hidrotermal embora, inicialmente, ele já pudesse ter uma composição fora do normal, dada a sua posição em apófise da intrusão granítica. Dizemos isto porque os fenómenos hidrotermais estão evidenciados num denso campo filoniano quartzoso, mineralizado por cassiterite e volframite, encaixado, quer no granito, quer nos xistos argilosos envolventes; a clinozoisite encontra-se também no enchimento dos filões daquele campo.

Afloramento do Centro e Norte do País.

Este grande afloramento penetra na Beira Baixa pela região norte e ocupa a metade setentrional da Cova da Beira e a vertente sudeste da serra da Estrela.

É essencialmente constituído por um granito de grão grosseiro ou porfiróide, biotítico. Passa-se insensivelmente do tipo simplesmente grosseiro ao porfiróide, localizando-se aquele de preferência nas zonas de contacto.

A rocha é essencialmente biotítica; contudo, nota-se, por vezes, a presença de moscovite e pareceu-nos que a abundância desta última mica é inversa da de biotite: sempre que a mica negra se torna mais abundante aquela desaparece.

O Eng.^o Bacellar Bebiano (4, pág. 6), que estudou o granito de tipo porfiróide, da região de Pero Viseu, di-lo composto por ortose, oligoclase, quartzo, biotite, zircão, magnetite e pirite.

A norte de Capinha, na serra de Santo António, desenvolve-se uma fácies de grão médio, com tendência para fina, com biotite abundante e moscovite muito rara.

Nas regiões de Belmonte, Caria e Sortelha nota-se a presença de manchas de rocha vermelha, fazendo transição para o granito, que não atingem extensão grande.

Até hoje, apenas a Dr.^a J. dos Santos Pereira (28, 29 e 30) estudou amostras destas manchas: verificou tratar-se de sienitos. Mais recentemente, referiu-se a elas o Eng.^o Alberto Cerveira (10) que salientou as relações, pelo menos de localização, que existem entre a ocorrência das pequenas manchas sieníticas e os filões urano-radíferos. Quanto ao modo de jazida, o mesmo Engenheiro escreve: «ora as vemos fazerem passagem lateral aos granitos da região, ora como que parecendo tratar-se de erupções dentro deles, ora ainda surgirem nele fazendo pensar em alterações provocadas por solutos que ascenderam através de fendas».

Tivemos ocasião de examinar com pormenor o modo de ocorrência de algumas destas manchas sieníticas na região de Caria e Sortelha. A passagem ao granito encaixante faz-se de maneira insensível, por aumento de quartzo e perda de cor dos feldspatos.

Numa pequena mancha localizada junto da estrada de Caria ao Teixoso (a 2 quilómetros a N 70° E da pirâmide de Pinheiros Lusos) verificámos mesmo que a diferenciação sienítica é indiferente à fácies do granito. Tanto o granito como o sienito são biotíticos.



Fig. 1 — Fenocristal de plagioclase zonado. Granito do afloramento do Fundão (L. P. — X. 16).



Fig. 2 — Granito de Argemela. O feldspato encontra-se profundamente alterado em minerais com tintas de polarização altas (L. P. — X. 16).

Outra das ocorrências que referenciámos apresenta a particularidade de ser um sienito porfiróide epidotífero, como o descrito pela Dr.^a Judite dos Santos Pereira (30) proveniente do norte do País.

O afloramento situa-se a poente da estrada de Capinha a Caria (a 1.500 metros ao NE da pirâmide de Pera Boa: cerro do Picoto); é muito alongado no sentido NNE-SSW e coincide com um sistema de diaclases, muito cerrado, que parece denunciar a passagem duma zona de fracturação.

É, precisamente, junto das fendas que os produtos epidotíferos são mais abundantes. Embora o granito encaixante seja biotítico, o sienito não o parece ser.

As características de jazida destes sienitos vermelhos, que concretizámos nos dois exemplos citados, levam-nos a admitir como mais provável tratar-se de alterações hidrotermais locais do granito, originadas por solutos ascendentes através de fendas. Sendo assim, e dadas as possíveis relações com os jazigos urano-rádíferos, surge o problema de saber a sua data. Certamente só depois de bem estudados e verificadas as possíveis relações com aqueles jazigos será possível responder com algum fundamento.

A variedade epidotífera destes sienitos parece relacionada com fenómenos de alteração da biotite; se esta alteração é devida a fenómenos de meteorização, de dinamometamorfismo ou, ainda, a fenómenos hidrotermais, só estudos minuciosos e extensos poderão dar elementos para resolver a questão.

*

* *

A breve resenha feita dos diferentes afloramentos graníticos da Beira Baixa permite verificar a existência de um tipo fundamental, constituído por um granito porfiróide, de duas micas, com predomínio bastante sensível de biotite.

É este tipo de granito que constitui, na quase totalidade, os afloramentos de Castelo Branco e Idanha-a-Nova, Monsanto e Penamacor, e a parte do grande afloramento do Centro e Norte do País compreendida na Beira Baixa.

Por vezes, este tipo de granito mostra uma diferenciação

não porfiróide, de grão grosseiro, que forma, com grande regularidade, as faixas limítrofes dos afloramentos; nuns casos, este tipo grosseiro conserva a mesma composição mineralógica do tipo porfiróide (bordaduras dos afloramentos de Castelo Branco e Idanha-a-Nova e do Centro e Norte do País), outras vezes, na bordadura do afloramento, o granito torna-se unicamente moscovítico e aparece alguma turmalina (caso do afloramento de Monsanto e Penamacor).

O exame das zonas de transição entre o granito porfiróide e o grosseiro mostram-nos que se trata de um mesmo granito e que a fácies grosseira é de atribuir às condições de consolidação, nas proximidades da rocha encaixante.

A par destes tipos de granito surgem-nos outros, de grão médio, com biotite, biotite e moscovite ou moscovite. O tipo só com biotite encontra-se na região a poente de Oledo; o tipo com biotite e moscovite, mas a primeira dominante, constitui os afloramentos de Fundão-Alcaria e Zebreira; surge, além disso, na região a norte de Capinha. Finalmente, o tipo moscovítico forma os afloramentos de Salvaterra, Segura, Argemela e aparece, sob a forma filoniana, um pouco por toda a parte onde se encontra o tipo porfiróide, citado em primeiro lugar.

O granito de Argemela, vimos que constitui um tipo à parte e, possivelmente, deve as suas características especiais à localização: no cimo de uma cúpula granítica.

Os granitos de Salvaterra e de Segura não mostram, em território português, quaisquer relações com outros tipos da mesma rocha. O mesmo acontece com o granito de grão médio, biotítico, com moscovite subordinada, de Zebreira. As únicas manchas graníticas de grão médio que se mostram em contacto com o tipo grosseiro ou porfiróide são as de granito biotítico de Oledo e de granito biotítico, com alguma moscovite, da região ao norte de Capinha (serra de Santo António).

O Prof. Amílcar de Jesus (23, pág. 112), estudando granitos da região de Mangualde, levado por considerações sobre a respectiva composição mineralógica, considerou o granito de duas micas, com grão médio ou grosseiro, posterior ao granito biotítico porfiróide; por sua vez, Pereira Cabral

(9, pág. 192) referiu, para a serra da Estrela, a anterioridade do granito de grão fino em relação ao porfiróide.

As nossas observações sobre as relações entre os dois tipos de granito são escassas, mas não queremos deixar de as apontar.

Tanto na região de Oledo, como na da serra de Santo António, a passagem de um tipo ao outro faz-se através de uma faixa muito estreita, de dois metros de largura quando muito; se em Oledo o exame dessa faixa de transição nada nos permitiu concluir, na serra de Santo António, a presença de pequenos blocos de granito porfiróide na faixa de transição, deu-nos a impressão de ser o granito de grão médio que degerira parcialmente o granito porfiróide.

Se, neste caso, nos pareceu que o granito de grão médio é posterior ao porfiróide, conforme a opinião expressa pelo Prof. Amílcar de Jesus para a região de Mangualde, por outro lado, sentimo-nos inclinados para atribuir aos granitos de grão médio simplesmente um significado de diferenciação, função da sua localização na intrusão granítica.

Esta última maneira de ver baseamo-la no conhecimento de duas cúpulas de intrusão granítica, constituídas por granito de grão médio ou fino: a de Argemela e a subjacente ao Couto Mineiro da Panasqueira (50). Todavia, ambas apresentam um tipo especial de granito, em que são evidentes os fenómenos de alteração pneumatolítica ou hidrotermal.

Em conclusão, tudo o que se possa dizer sobre a idade relativa do granito de grão médio ou fino em relação ao porfiróide, na Beira Baixa, não pode passar do campo das hipóteses, por falta de estudos minuciosos e extensos.

Um facto que se observa com grande generalidade, na Beira Baixa, é o maior avanço da meteorização nos granitos de grão médio ou fino, em relação ao que se passa com os granitos porfiróides ou grosseiros.

Os relevos graníticos existentes confirmam esta observação, pois que, quase na totalidade, são formados por granito porfiróide ou grosseiro.

Este facto foi também verificado pelo Eng.º Bacellar Bebiano (4, pág. 7) na região de Pero Viseu.

Pensamos que a diferente resistência oferecida à meteorização por aqueles granitos não depende inteiramente da estrutura, como aquele facto poderia sugerir, mas sim simultaneamente da estrutura e da natureza das micas; isto porque os granitos de grão médio, moscovíticos (Segura, Salvaterra e Argemela), resistem melhor à meteorização que os granitos de grão médio biotíticos (Oledo, Fundão e Alcária). Devemos atribuir o estado de degradação avançada que o granito porfiróide ou grosseiro apresenta, nos afloramentos, ao facto de ser muito biotítico, o que está de acordo com as observações de P. Birot e E. Jérémine (7, pág. 48) sobre a meteorização das rochas graníticas da Córsega.

Os granitos metamorfizam as rochas encaixantes, xistos argilosos algônquicos e quartzitos ordovicianos.

Este metamorfismo não atinge grande desenvolvimento, antes se limita a estreita faixa, de uns 500 metros de largura, quando muito, em que os xistos argilosos se mostram mosqueados, e a uma pequeníssima faixa, de umas duas ou três dézenas de metros de espessura, que se desenvolve junto do granito e em que os xistos argilosos se transformaram em micaxistos. Quando o granito está em contacto com os quartzitos ordovicianos, estes tomam aspecto sacaróide, devido a uma recristalização mais acentuada.

Quando a faixa ocupada pelos xistos argilosos mosqueados apresenta maior extensão, é fácil verificar que isso se deve à proximidade do granito sob a capa xistenta; a presença de filões de greisen e aplito revela a pequena profundidade da rocha eruptiva.

Outras vezes, a existência de xistos mosqueados e de tais filões indica a proximidade de intrusões graníticas que, todavia, não afloram. É o caso que relatámos noutro trabalho referente à região do Couto Mineiro da Panasqueira, a poente do Fundão (50).

O exame microscópico do micaxisto de contacto mostrou que se trata de um micaxisto biotítico; nota-se a presença de algumas plagas bastante desenvolvidas de moscovite, mas muito dispersas. Enquanto a biotite se dispõe orientada,

acentuando a textura xistosa da rocha, a moscovite apresenta-se em qualquer posição (Est. V, fig. 1).

Assim, o grau de metamorfismo mais intenso apresentado pelas auréolas metamórficas dos granitos da Beira Baixa limita-se à primeira zona do metamorfismo de contacto (20, pág. 62).

As pequenas moscas dos xistos argilosos mosqueados revelam-se, ao exame microscópico, constituídas por biotite, clorite e quistolite (50).

O baixo grau de metamorfismo de contacto é confirmado pelo exame dos encraves de xisto argiloso nas orlas graníticas. Estes encraves conservam as formas angulosas, com limites bem definidos, e, ao microscópio, verifica-se que se encontram transformados em micaxistos com biotite.

Nos últimos anos têm sido publicados numerosos trabalhos sobre os granitos da parte portuguesa do Maciço Hespérico, o que tem dado origem a calorosa polémica sobre a idade das possíveis granitizações; todavia, aqueles trabalhos, na sua maioria, constam de estudos petrográficos e petrológicos e, que seja do nosso conhecimento, só um faz também estudo geológico (23).

Admite-se, presentemente, que os granitos do Norte e Centro do País sejam em grande parte, senão totalmente, hercínicos, embora haja discordância quanto à localização das granitizações dentro do esquema orogénico hercínico. O estudo dos granitos da Beira Baixa pouco poderá adiantar para resolver a questão, pois estão em contacto unicamente com terrenos algónquicos e ordovicianos e existe larga lacuna que vai do Ordoviciano até o topo do Cretácico ou à base do Terciário.

Deste modo, não nos alongaremos no estudo desta questão.

2. FILÕES ÁCIDOS.

Tanto os afloramentos graníticos, como as orlas xistosas que os envolvem, encontram-se cortados por muitos filões

ácidos relacionados com aqueles: filões pegmatíticos, aplíticos, porfiríticos, de greisen e quartzosos.

Os filões pegmatíticos parecem limitados aos afloramentos de granito porfiróide ou grosseiro. Só em Segura verificámos a existência deste tipo de filões, relacionados com o granito de grão médio, estendendo-se até a orla xistenta.

Pondo de parte os filões quartzosos, os filões aplíticos são, de todos os outros, os mais numerosos; aparecem cortando o granito de todos os afloramentos; encontram-se nas orlas xistentas daqueles e, ainda, nas zonas onde, embora o granito não aflore, é de supor que se encontra a pequena profundidade.

Filões porfiríticos só tivemos ocasião de os referenciar nas vizinhanças do povoado de Brejo, a nascente de Alcária, encaixados no granito biotítico de grão médio.

Notámos a existência de filões de greisen unicamente dentro dos xistos argilosos algônquicos e na proximidade de granitos. Em idênticas condições de localização, são frequentes os filões aplíticos com encontros de greisen.

Os filões quartzosos são de vários tipos, entre os quais devemos distinguir dois, quanto à idade em relação aos granitos: um, posterior a estas rochas, e com elas relacionado, outro, anterior.

O sistema de filões quartzosos posterior aos granitos ocorre com muita abundância dentro dos afloramentos graníticos e nas suas vizinhanças. São filões constituídos por quartzo hialino ou leitoso, em geral maciço, frequentemente mineralizado por cassiterite e volframite.

O outro sistema — de filões quartzosos anteriores aos granitos —, encontra-se somente nos xistos argilosos algônquicos; não se nota a sua presença em quaisquer outros terrenos, encontrando-se naqueles espalhados por toda a parte.

Estes filões caracterizam-se pela estrutura lenticular muito pronunciada e por se insinuarem entre os planos de xistosidade dos xistos argilosos das Beiras. Ao contrário dos filões quartzosos posteriores aos granitos, que preencheram fendas pre-existentes, embora as possam ter alargado, estes devem ter sido injectados sob forte pressão e criaram eles mesmo

alojamento pois, nota-se que afastaram os folhetos do xisto que contornam as lentículas quartzosas, tomando formas onduladas.

O quartzo destes filões é leitoso, algumas vezes quase hialino e, à primeira vista, parece inteiramente maciço; porém, exame mais minucioso revela que, frequentemente, é constituído por cristais de quartzo que cresceram dos encontros para o centro, até interferirem e se ligarem.

Assinalámos, noutro local (50), a existência de filões quartzosos deste tipo, mas constituídos por quartzo finamente sacaróide; os filões deste último tipo, até hoje, notámo-los unicamente na região do Couto Mineiro da Panasqueira, onde o limite da sua área de dispersão coincide com o da mancha dos xistos argilosos mosqueados.

Este facto sugere, imediatamente, que o quartzo sacaróide destes filões seja consequência do metamorfismo de contacto exercido pelo granito; porém, como então observámos (50), não se encontram filões deste quartzo noutras orlas dos granitos, as quais apresentam, todavia, filões de quartzo maciço.

Os filões deste sistema filoniano apresentam, regularmente, encontros cloritizados e, menos vezes, ao longo deles desenvolveram-se pequenas pontuações de pirite de ferro.

Os filões pegmatíticos e aplíticos do granito apresentam, localmente, orientação e pendor bastante constantes; o seu estudo minucioso trará, certamente, alguns conhecimentos para a tectónica do granito.

Foi um destes sistemas filonianos, de caracter aplítico, da região de Idanha-a-Nova, encaixado no granito grosseiro, que o Prof. Amílcar de Jesus (22) verificou ser constituído por um albitito.

3. FILÕES BÁSICOS.

Os filões de rocha básica, de natureza dolerítica, são muito abundantes, quer nos xistos argilosos algôñquicos, quer nos granitos; porém, até hoje, têm sido pouco estudados, não só na Beira Baixa, como em todo o Maciço Hespérico.

Notámos grande abundância de filões deste tipo na região a poente de Fundão, encaixados nos xistos argilosos das Beiras, a norte e nascente daquela vila, no granito de grão médio, entre São Miguel d'Ache e Oledo, no granito grosseiro e porfiróide e no granito biotítico de Oledo, e, em menor abundância, um pouco por toda a parte onde afloram granitos ou xistos argilosos algônquicos.

Enquanto nos xistos argilosos tais filões se orientam, na maior parte, à volta de N-S, nos granitos são as orientações próximas de E-W as mais frequentes.

Foi o Prof. Carlos Teixeira (44) quem, em primeiro lugar e em trabalho de carácter geral, chamou a atenção para o estudo dos filões básicos do Maciço Hespérico. Só depois aqueles filões começaram a ser objecto de estudo mais atencioso que, ainda assim, está na sua fase inicial.

O Prof. Carlos Teixeira (44, págs. 28 a 32) acentuou o carácter de uniformidade apresentado pelos filões básicos encaixados nos granitos, a sua orientação muito constante à volta de E-W e presumiu que se tivessem formado entre o fim do Pérmico e o início do Jurássico (Lias).

Coube-nos a nós, pelo que diz respeito à Beira Baixa, pôr, pela primeira vez, a hipótese de duas emissões básicas distintas (48, pág. 10), uma anterior às granitizações hercínicas e outra posterior, aquela constituída por filões com a direcção mais frequentemente N-S e esta com a direcção mais frequentemente E-W.

Pudemos, posteriormente, aduzir mais alguns argumentos em abono da existência de duas emissões básicas (50), apoiados no facto dos filões básicos encaixados nos xistos argilosos das Beiras, na região do Couto Mineiro da Panasqueira, terem sido atingidos pelo metamorfismo de contacto do granito.

Hoje, a existência de uma emissão dolerítica anterior aos granitos está definitivamente estabelecida porquanto, nos trabalhos subterrâneos do Couto Mineiro da Panasqueira, pudemos observar um filão interrompido no contacto da intrusão granito-greisen; além disso, na região das Minas de Argemela verificámos a existência de dois filões doleríticos, como os da região anteriormente citada, de orientação à volta

de N-S, que se detinham no contacto com a rocha granítica.

Se, por estes factos, é possível distinguir duas séries de filões doleríticos em relação aos granitos da Beira Baixa, não é, contudo, fácil de dizer o número exacto de emissões que se terão produzido antes e depois da formação daqueles.

Por agora, o único elemento assente é a existência de uma emissão anterior aos granitos, que se caracteriza pela predominância da direcção N-S (cujo estudo microscópico sumário (50) permitiu averiguar a presença de labrador, hornblenda verde, anfíbolos fibrosos e, possivelmente, pigeonite) e de outra emissão, posterior aos granitos, caracterizada por direcções compreendidas, em regra, entre NE-SW e E-W.

O Prof. Tôrre de Assunção (2 e 10) estudou e classificou rochas de filões da região de Trancoso, posteriores ao granito, de doleritos olivínicos com titanaugite, labrador e olivina, muito semelhantes aos das orlas post-paleozóicas de Portugal. O mesmo Professor estudou, também, rochas de filões posteriores ao Moseoviano (1), do Alentejo, constituindo duas séries petrográficamente distintas, uma caracterizada pela presença de pigeonite (8) e outra por hornblenda castanha e piroxena titanífera.

O Prof. Tôrre de Assunção considerou o último tipo de rochas do Alentejo como possivelmente terciário, enquanto que o primeiro seria, segundo ele, bastante mais antigo.

No distrito da Guarda, o Eng.^o Mendes de Sousa (41, pág. 749) citou a existência de filões basálticos encaixados nos xistos argilosos das Beiras, nas Minas de Massueime que, segundo o Prof. Amílcar de Jesus nos informou, são semelhantes a alguns tipos de basalto dos arredores de Lisboa. Este basalto seria posterior à mineralização de volframite.

Podemos, talvez, paralelizar os filões da região de Massueime com os filões de dolerito olivínico estudados pelo Prof. Tôrre de Assunção.

Vê-se, portanto, que fora dos limites da Beira Baixa se caracterizam igualmente duas séries distintas de filões doleríticos; porém, o seu estudo é ainda incipiente e não permite outra conclusão que não seja a existência de uma série oliví-

nica posterior aos granitos e possivelmente contemporânea da série semelhante das orlas post-paleozóicas.

Além de filões doleríticos, encontram-se numerosos filões lamprofíricos encaixados nos granitos e nos xistos argilosos das Beiras; neste último caso, situam-se sempre na bordadura de afloramentos graníticos.

O Prof. Amílcar de Jesus informou-nos que, na região de Idanha-a-Nova, ocorrem vários destes filões, tendo verificado tratar-se de espessartitos.

DEPÓSITOS DE COBERTURA

Dos depósitos de cobertura, o mais importante e dos mais antigos é aquele a que se dá correntemente a designação de *grés arcósicos da Beira Baixa*. Ocupa área considerável e, embora os limites dos seus afloramentos estejam longe de coincidir com os representados na carta geológica de Portugal de 1899, a sua extensão total não deve afastar-se muito da indicada no mapa referido.

De maneira geral, podemos dizer que existem três regiões dominadas, geologicamente, pelos grés arcósicos: *a)* a região de Sarzedas, *b)* a região de Vila Velha de Ródão, e *c)* a região sudeste da Beira Baixa.

O principal afloramento da região de Sarzedas ocupa a depressão onde se localiza a povoação do mesmo nome (33 e 37, págs. 109 a 115). Estende-se desde a ribeira do Alvito, a poente, até quase tocar no rio Tripeiro, a nascente; enquanto pelo lado sul e sudeste o seu limite é bastante irregular e, na maior parte, dependente da erosão, pelo lado norte apresenta um limite muito regular e quase rectilíneo, orientado de SW para NE.

O carácter geométrico deste último limite deve-se à existência da falha de Chão da Vã, de orientação SW-NE, que põe em contacto anormal os grés arcósicos da depressão de Sarzedas com os xistos argilosos algônicos. O acidente citado referencia-se bem pela morfologia do terreno e pode observar-se a sua passagem em quase todos os vales que

cortam normalmente a escarpa da falha, entre a estrada de Castelo Branco ao Orvalho e o cabeço da Feiteira, a sudoeste da ribeira do Goulo (Est. V, fig. 2).

Mais para sudoeste, a mesma falha corta o célebre jazigo de volframite-antimónio-ouro de Minas da Santa, a cerca de 2 quilómetros a noroeste da povoação de Sarzedas.

A norte do afloramento de Sarzedas, sobre o bloco delimitado pelas falhas de Chão da Vã e de Pousafoles (33 e 37, págs. 109 a 115, Carta VIII), encontram-se vários retalhos de um depósito de grés arcósicos que devem ter constituído um só, juntamente com o de Sarzedas, mas cuja localização sobre o bloco mais elevado permitiu uma acção mais intensa da erosão, restando hoje da parte deste extenso depósito que ficou para noroeste da falha de Chão da Vã apenas pequenas manchas situadas sobre as elevações xistentas.

O depósito da região de Vila Velha de Ródão estende-se, a norte do rio Tejo, desde as proximidades do rio Ponsul, a leste, até o sopé da serra de Ródão, a poente.

À semelhança do depósito de Sarzedas, também este é limitado a noroeste por uma falha, a falha do Ponsul (34, 35 e 37, págs. 74 e 75), que põe os grés arcósicos em contacto anormal com os xistos argilosos algônquicos.

O grande depósito do sudeste da Beira Baixa estende-se por toda a região a sul do rio Ponsul, de Alcafozes e Monfortinho.

O depósito da região de Vila Velha de Ródão não é mais que o extremo sudoeste daquele, que a erosão, exercida pelo rio Ponsul, individualizou.

O limite noroeste é dado também aqui por um acidente tectónico — a falha do Ponsul. Entre este e a região de Monforte da Beira e Zebreira, o depósito é contínuo e os afloramentos do substrato são raros. Já o mesmo não acontece a sul daquela região, onde os grés arcósicos estão representados por inúmeros retalhos e os xistos argilosos, subjacentes, se encontram à vista por toda a parte no fundo das linhas de água.

Ao contrário do que indica a carta geológica de Portugal, os grés arcósicos prolongam-se, quase de modo contínuo,

desde a região a sul de Idanha-a-Nova até Monfortinho, pela baixa compreendida entre o rio Aravil e a ribeira da Toulica (34, Est. IX e 37, Carta VIII). De igual modo, o afloramento que aquele mapa indica isolado a sudoeste de Segura liga-se, por uma série de pequenos retalhos, aos afloramentos situados a norte de Rosmaninhal.

Se o depósito designado por *grés arcósicos da Beira Baixa* mostra diferenciações apreciáveis quando analisado em pormenor, não deixa, no entanto, de apresentar características bastante constantes no conjunto.

O grés arcósico propriamente dito, que é aliás o tipo petrográfico mais desenvolvido do depósito, é constituído por grãos de quartzo e pequenos fragmentos de cristais de feldspato, envolvidos por uma pasta argilo-caolínica-moscovítica.

Neste grés, que podemos considerar de grão médio, encontram-se, por vezes, pequenos calhaus de quartzo de arestas, quando muito, apenas boleadas. Estes calhaus, com 1 a 1,5 centímetros de maior dimensão, apresentam-se dispersos irregularmente na massa do grés. Algumas vezes concentram-se e dão origem a níveis grosseiros, apresentando-se então o depósito com estrutura entre-cruzada.

Este último facto observa-se, em boas condições, nas trincheiras da estrada do Ladoeiro a Idanha-a-Nova, nas proximidades do rio Ponsul.

É frequente encontrarem-se intercalações finas, constituídas por argilas micáceas ou por areias argilosas, cuja espessura não ultrapassa, em regra, um metro.

Estas intercalações finas destacam-se do conjunto, porquanto mostram coloração mais carregada, com tons esverdeados ou violáceos, e, sendo bastante homogêneas e compactas, apresentam disjunção prismática normalmente à estratificação. O grés arcósico, pelo contrário, dada a sua falta de consolidação, não mostra qualquer espécie de disjunção ou, quando muito, disjunção incipiente.

Nas valas abertas para irrigação, na planura a sul de Idanha-a-Nova, observámos estas intercalações finas com pormenor. Nas trincheiras da estrada de Castelo Branco a Orvalho, entre o rio Tripeiro e a povoação de Valbom, isto



Fig. 1 — Micaxisto biotítico proveniente da metamorfi-
zação do xisto argiloso. Contacto com o afloramento
granítico de Castelo Branco (L. N. — X. 26).



Fig. 2 — Falha de Chão da Vã; à esquerda xistos argilosos,
à direita grés arcósicos.

é, no troço daquela estrada que corta alguns pequenos retalhos de grés arcósicos, situados entre as falhas de Chão da Vã e de Pousafoles, também notámos a presença frequente de intercalações deste tipo.

A maior abundância de intercalações finas em pequenos afloramentos de espessura diminuta, como é o caso das trincheiras da estrada de Castelo Branco a Orvalho, ou em cortes mais profundos, como sucede nas valas da campina de Idanha, levam-nos a supor que tais intercalações devem predominar na base da formação dos grés arcósicos.

Em todos os locais em que as observámos, mostram sempre algum pendor, embora fraco e irregular (nunca superior a 5°); todavia, dada a pequena extensão dos cortes, não pudemos verificar se se trata de pequenas lentículas ou se chegam a definir níveis de certa continuidade.

Na região de Monforte da Beira e de Rosmaninhal todo o depósito se mostra constituído por material fino, facto este que nada tem de particular se atendermos a que estamos em face de depósitos originados pela desagregação de granitos e que estes se encontram mais distantes.

O depósito de Sarzedas apresenta a particularidade de acabar por uma camada de argila, com cerca de 30 metros de espessura, de cor vermelho-tijolo (37, pág. 113), que constitui um nível definido.

Este leito argiloso é de natureza diferente das intercalações argilo-arenosas que citámos como existentes dentro do grés arcósico e não pode ser confundido com elas. Além da espessura muito mais considerável e de constituir camada contínua, o depósito não é micáceo e nota-se que foi originado pela decomposição do material xistento, pois que se encontram frequentemente, dentro da pasta argilosa, pequenos calhaus de xisto argiloso que, não obstante estarem totalmente decompostos, são ainda reconhecíveis.

Não conhecemos na Beira Baixa outra ocorrência idêntica a esta de Sarzedas. É possível que, nesta região, o depósito seja mais espesso que noutros pontos e, portanto, a série seja mais completa. Se o leito argiloso teve maior extensão, foi completamente erodido fora da bacia de Sarzedas; aliás,

aqui a camada em questão encontra-se protegida por um depósito grosseiro, de que falaremos adiante.

Foi-nos citada a existência de calcários, a sul de Castelo Branco, dentro da formação de grés arcósicos. Todavia, não conseguimos que nos precisassem a sua localização de maneira a podermos comprovar tal ocorrência, nem tão pouco pudemos ver qualquer amostra.

Ainda dentro dos limites da Beira Baixa, porém no interior da Cordilheira Central e a cota muito elevada, cerca de 900 metros, encontrámos um pequeno depósito de grés arcósicos, cuja existência assinalámos já em trabalho anterior (48; pág. 15). Localiza-se a 400 metros a SW da pirâmide do Chiqueiro, nas proximidades da povoação de Cebola; denominámo-lo, por este facto, *grés arcósicos do Chiqueiro* ou *grés arcósicos consolidados*.

Não podemos incluir este último grés na formação dos grés arcósicos da Beira Baixa porquanto apresenta algumas características que o distinguem: mostra-se perfeitamente consolidado (quando são, é uma rocha extremamente dura) e os grãos de feldspato são muito mais abundantes que nos grés arcósicos da Beira Baixa.

Com excepção da camada argilosa do depósito de Sarzedas, todos se formaram a expensas de material proveniente da desagregação de granitos.

A existência daquela camada faz-nos admitir que, para o fim da deposição dos grés arcósicos da Beira Baixa, as condições se modificaram radicalmente, pelo menos no sudoeste da Beira Baixa, passando as zonas baixas de sedimentação a ser alimentadas de outras regiões, predominantemente xistentas, enquanto até essa altura o eram de regiões graníticas.

O grau de consolidação que possuem os grés arcósicos do Chiqueiro leva-nos a reputá-los mais antigos. Assim, dentro da designação regional de grés arcósicos da Beira Baixa compreendemos unicamente os depósitos descritos de Sarzedas, Vilha Velha de Ródão e do sudeste da Beira Baixa, excluindo as formações grosseiras que, por vezes, os encimam e de que nos ocuparemos mais adiante. Mantemos, portanto, para aquela formação o âmbito que lhe é geralmente atribuído.

Quando citámos pela primeira vez o pequeno depósito do Chiqueiro (48, pág. 15) inclinámo-nos mais para a sua correlação com os grés do Buçaco e não com os grés arcósicos da Beira Baixa. Não possuímos hoje mais elementos do que então e continuamos a supor que tal grés corresponde a uma extensão da formação do Buçaco para nascente.

Mesmo admitindo aquela correlação, a sua idade de formação continua relativamente incerta, porquanto a dos grés do Buçaco não está definitivamente assente.

O Prof. Carlos Teixeira, em recente estudo da flora destes grés (46, págs. 19 a 21), atribuiu-lhes posição entre o Cretácico superior e o Eocénico; porém, o mesmo Professor informou-nos que, por outras considerações além das paleontológicas, se inclina a atribuí-los ao Turoniano superior.

Assim, ainda que seja exacto o sincronismo entre o grés da Cordilheira Central e os grés do Buçaco não podemos ir além de lhes atribuir idade correspondente ao fim do Mesozóico.

Os grés arcósicos da Beira Baixa foram incluídos, na carta geológica de Portugal de 1899, na rubrica Miocénico de fácies lacustre; esta atribuição, vaga, traduz a dificuldade em datar uma formação que não se tem mostrado fossilífera, que assenta discordantemente sobre terrenos muito mais antigos e sobre que tinham incidido apenas estudos de primeiro reconhecimento.

Só recentemente os grés arcósicos da Beira Baixa têm sido objecto de estudos em pormenor realizados pelo Prof. Orlando Ribeiro, o qual lhes atribuiu, em princípio, idade eocénica (37, pág. 60), admitindo possível sincronismo com a formação denominada «supra-Buçaco». Esta formação, segundo o Prof. P. Birot (6, pág. 132), assenta sobre os grés do Buçaco e distingue-se mal da precedente (37, pág. 60).

A tendência geral actual é a de atribuir aos grés arcósicos da Beira Baixa idade mais antiga que a dada na carta geológica de Portugal de 1899; também não se admite hoje uma fácies lacustre generalizada, antes a maioria da formação é atribuída a fácies continental (14, pág. 344).

A falta de fósseis torna extremamente difícil datar os

depósitos; se aceitarmos o critério do grau de consolidação, que, evidentemente só por si pouco valor tem, devemos colocar os grés arcósicos da Beira Baixa entre os grés do Buçaco e os grés de Nave de Haver, estes mais recentes e aqueles mais antigos.

A não ser que o acaso permita o achado de fósseis, estamos em crer que só o estudo, em conjunto, dos depósitos do vale do Tejo e do resto do País permitirá esclarecer, tanto quanto possível, a questão. O achado recente pelos Profs. Carlos Teixeira e Orlando Ribeiro de um jazigo de fósseis vegetais nos arredores de Ponte de Sôr, constituirá, certamente, um ponto de referência para a cronologia de tais terrenos.

*

* *

Existem na Beira Baixa outros depósitos detríticos posteriores aos grés arcósicos.

Estes são recobertos, em vários pontos, por uma formação grosseira, constituída por calhaus de quartzito e quartzo, angulosos, dos tamanhos mais variados, embebidos numa pasta argilosa de cor avermelhada. Os calhaus podem atingir meio metro de diâmetro e, a não ser os mais pequenos, que por vezes se apresentam quase rolados, mostram as arestas vivas ou apenas boleadas. O arranjo dos calhaus no complexo argiloso é absolutamente desordenado (Est. VI, figs. 1 e 2).

Estes depósitos grosseiros encontram-se nas vizinhanças imediatas de todas as cristas de quartzitos ordovicianos e, algumas vezes, até a distância de uma dezena de quilómetros.

Os depósitos mais extensos e mais afastados das cristas quartzíticas que os alimentaram localizam-se na região de Sarzedas e entre Alcafozes e Monfortinho.

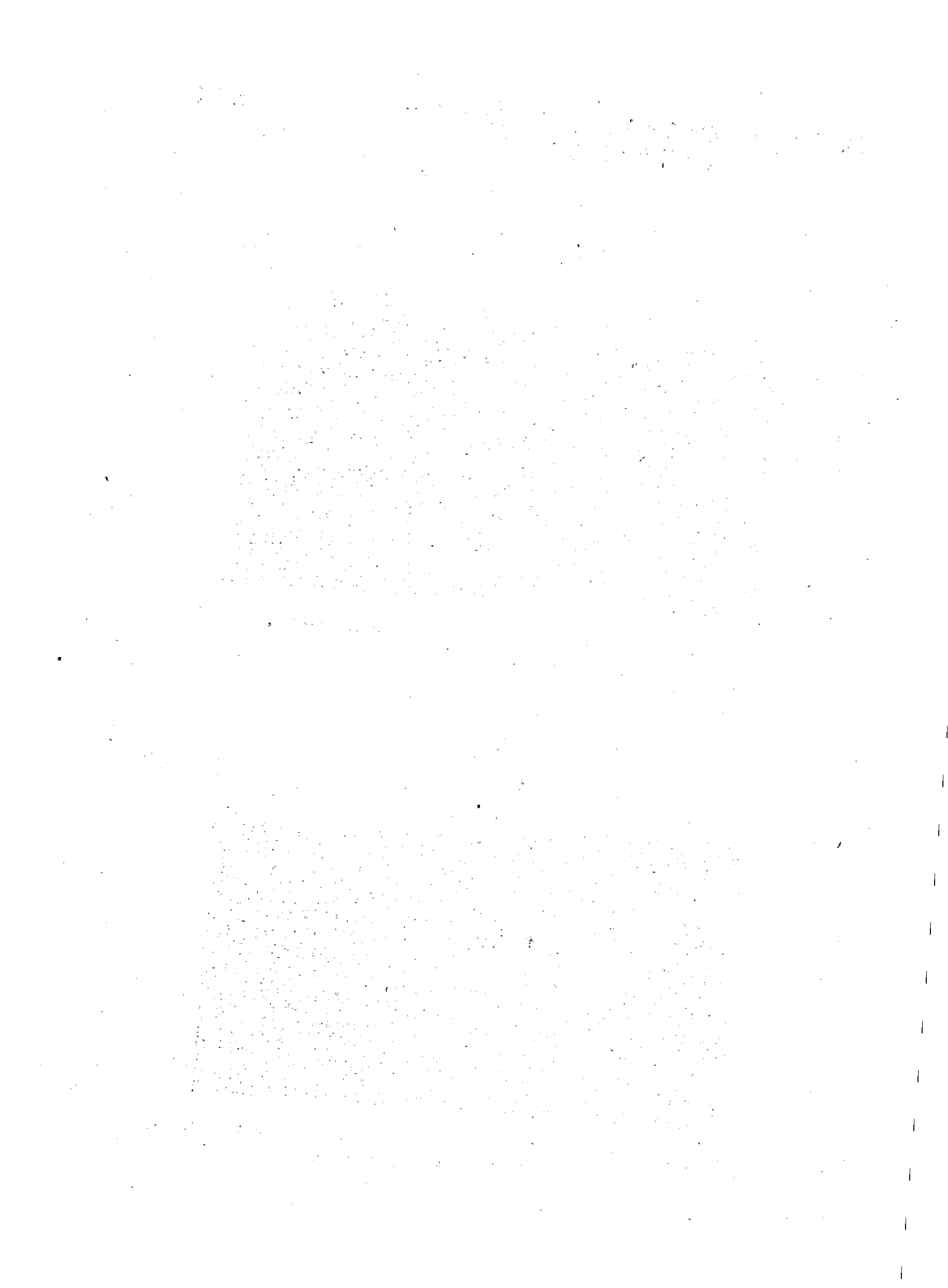
Na primeira destas regiões existem 3 afloramentos, dispostos na direcção norte-sul. O que fica a norte constitui o cabeça da Magarefa, o do centro cobre a colina em que assenta a povoação de Sarzedas, e o situado mais a sul, de menor dimensão, forma o cabeça da Cantareira. Todos eles fossilizam os grés arcósicos.



Fig. 1 — Depósito grosseiro encimando os grés arcóscicos,
nas vizinhanças de Monfortinho.



Fig. 2 — Estrutura entrecruzada nos depósitos superiores aos grés arcóscicos.
Estrada de Zebreira a Monfortinho.



A espessura considerável que o depósito apresenta na Magarefa, reduz-se a pouco mais de uma dezena de metros em Sarzedas e a menos ainda em Cantareira; concomitantemente, verifica-se a redução das dimensões dos calhaus de quartzito de Magarefa para Cantareira.

Na região entre Alcafozes e Monfortinho encontram-se depósitos análogos, constituindo os cabeços de Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas, alinhados de sudoeste para nordeste. Aqui, a formação grosseira assenta quer sobre os grés arcósicos, quer sobre os xistos argilosos algônicos.

Enquanto na primeira destas regiões o depósito diminui gradualmente de espessura de norte para sul, ao mesmo tempo que se reduzem também as dimensões dos calhaus, na última as dimensões dos calhaus, diminuem de nordeste para sudoeste e a variação da espessura do depósito é menos acentuada: diminui alguma coisa de nordeste para sudoeste (130 metros em Pedras Ninhas, 110 em Murrachinha e 90 em Murracha); todavia, na Murracha atinge a cota de 579 metros, enquanto em Pedras Ninhas só alcança 529 e na Murrachinha fica a 514 metros.

Encontra-se a explicação para este facto — atendendo a que se trata de depósitos de sopé —, na situação dos diversos afloramentos em relação à crista quartzítica que os alimentou. No caso da região de Sarzedas, os afloramentos alinham-se quase no prolongamento da serra quartzítica de Moradal, enquanto que os da região entre Alcafozes e Monfortinho encontram-se dispostos obliquamente à serra de Penha Garcia. Assim, enquanto os 3 afloramentos da região de Sarzedas apresentam, por assim dizer, um corte longitudinal da formação, os últimos constituem um corte muito oblíquo.

Este complexo grosseiro é o resultado de *mantos de inundação* e pode-se-lhe dar o nome de *depósitos de sopé*, conforme o Prof. Orlando Ribeiro evidenciou para os depósitos da região de Sarzedas, dando-lhes, seguindo os geólogos espanhóis, o nome de *rañas* (33, págs. 127 a 129 e 133 a 144, 37, págs. 109 a 113).

Aquele Professor atribui a tais depósitos idade pliocénica (33, pág. 140); todavia, no estado actual dos nossos

conhecimentos, é difícil assentar-se numa idade exacta; o facto seguro é corresponderem a condições de formação muito diferentes das dos grés arcósicos — relevo rejuvenescido e chuvas concentradas e abundantes.

*

* *

Existe, ainda, outro tipo de depósito grosseiro, posterior aos grés arcósicos, mas constituído por calhaus de quartzito bem rolados, cujas dimensões máximas não alcançam 10 centímetros, que se escalonam a diversas altitudes e assentam quer sobre os grés arcósicos, quer sobre os xistos argilosos algônicos. Na sua maior parte representam terraços fluviais.

Uns são facilmente relacionáveis com a rede hidrográfica actual; outros, mais antigos, devem corresponder a cursos de água desaparecidos ou muito modificados.

Este tipo de depósito é muito frequente no sudeste da Beira Baixa; são particularmente abundantes entre o rio Aravil e a ribeira da Toulica, onde se encontram a cotas de 320 a 350 metros, perto de Monfortinho, e descem para 240 a 300 metros na região a norte de Zebreira (cotas referidas ao zero). São também muito desenvolvidos ao longo dos rios Tejo e Ponsul.

Fora do sudeste da Beira Baixa, encontram-se na Cova da Beira, relacionados com o rio Zêzere. Aqui nota-se um só nível, que se pode observar na margem esquerda do rio, junto à Ponte Pedrinha, na estrada de Fundão a Covilhã, e na margem direita, mais desenvolvido, na região entre as povoações de Ourondo e Paul.

*

* *

Além dos depósitos de cobertura já enumerados, encontra-se junto da vila de Fundão um depósito de vertente relativamente desenvolvido. No vale da ribeira de Alforfa, a montante da povoação de Unhais da Serra, existe um depósito glaciário. Encontram-se aluviões desenvolvidas ao longo dos

curtos de água mais importantes, sobretudo na Cova da Beira e na região compreendida entre a serra da Gardunha e a região de Castelo Branco e Idanha-a-Nova.

TECTÓNICA

Como se viu, a série estratigráfica da Beira Baixa é muito incompleta.

Na base, o Antecâmbrico encontra-se representado por formações xistosas de fácies marinha, não metamórficas, descritas sob a rubrica de Algônuico; o Silúrico está representado unicamente pela série ordoviciana, possivelmente incompleta, de fácies marinha; entre o Ordoviciano e os grés arcóicos encontram-se somente granitos, a que se atribui idade hercínica. Com os grés arcóicos do Chiqueiro e os grés arcóicos da Beira Baixa inicia-se uma série de formações de cobertura, de idade incerta, na maior parte de fácies continental, cuja idade pode estender-se desde o Cretácico superior até o Holocénico.

Durante os tempos antecâmbrios a região permaneceu imersa e depositou-se a espessa série dos Xistos argilosos das Beiras, de composição relativamente homogênea.

Antes de se iniciar a deposição dos sedimentos ordovicianos, aqueles terrenos parecem ter sofrido enrugamentos, cujos eixos se dispuseram E-W a NE-SW; porém, estamos longe de conhecer a sua importância ou, mesmo de os datar com precisão. Devem ter-se produzido antes dos tempos câmbrios ou no início destes, quando muito.

A série ordoviciana iniciou-se no Tremadociano ou, com mais segurança, no Skiddaviano, por depósitos relativamente litorais; durante o Llanvirniano e o Llandeiliano a profundidade dos mares aumentou e depositaram-se xistos argilosos; depois, possivelmente no Caradociano, os mares voltaram de novo a ser menos profundos e os depósitos correspondentes menos finos; nos últimos tempos do Ordoviciano as emissões doleríticas do Buçaco estenderam-se, provavelmente, até a região beirã.

Depois do Ordoviciano há grande lacuna estratigráfica.

É, então, que se deve ter fixado a região como área essencialmente continental, originando-se o bloco caledónico do Maciço Hespérico em que se situa a Beira Baixa, devido à acção das fases Cherusco-Acádica ou Devónica média da orogénese caledónica (13).

Em trabalho anterior (48, pág. 11, e 50) supusemos que os filões doleríticos anteriores à granitização estavam relacionados com esta orogénese. Posteriormente, o reconhecimento de filões doleríticos, algum tanto semelhantes, encaixados no Moscoviano do Alentejo (1), suscitaram-nos dúvidas e, hoje, hesitamos entre relacionar tal emissão com a orogénese caledónica ou com as primeiras fases da orogénese hercínica.

Na realidade, o estudo de tais rochas está no início e não podemos ainda sair do domínio das hipóteses.

Se as acções das orogénese hurónica e caledónica se apresentam muito esbatidas e difíceis de precisar, pelo contrário, a actuação da orogenia hercínica está bem marcada no enrugamento dos afloramentos ordovicianos.

Estes, passam da orientação próxima de NW-SE, na zona noroeste da Beira Baixa, para a orientação à volta de WNW-ESE, na zona sudeste daquela província. Esta variação da orientação dos afloramentos ordovicianos traduz a disposição em arco daqueles terrenos na metade ocidental da Península Ibérica.

O dobramento do Ordoviciano deve atribuir-se à fase astúrica, pois, onde existem, é geral a discorcordância entre os terrenos estefanianos e os terrenos mais antigos sobre que repousam (42, págs. 108 a 111, 43, págs. 35 a 39, e 45, págs. 112 a 113). É natural que esta acção tivesse sido ampliada durante a fase saálica dos movimentos hercínicos, já que a fase urálica parece ter tido pouca importância ou, melhor, ser difícil de precisar a sua actuação (13, 42, págs. 110 a 114, 43, págs. 40 a 43; e 45, págs. 114 e 115).

É com esta orogénese que se relacionam os granitos do Centro e Norte do País. Quanto à Beira Baixa, podemos afirmar que todos os granitos são posteriores aos xistos argilosos das Beiras, e ao Ordoviciano, que metamorfizam.

Se existem nesta província granitos mais antigos, estão dissimulados nos granitos hercínicos e não é possível referenciá-los.

O exame do contacto entre o afloramento granítico de Castelo Branco e os afloramentos ordovicianos, alinhados entre aquela cidade e Salgueiro do Campo, convenceram-nos que a intrusão granítica é posterior ao enrugamento das assentadas ordovicianas; assim, devemos considerar a granitização da Beira Baixa posterior à fase astúrica.

Se é possível indicar um limite inferior à granitização hercínica, o mesmo não acontece quanto ao limite superior, pois os terrenos em contacto com os granitos e que lhes são posteriores são os grés arcósicos da Beira Baixa, cuja idade de formação não podemos fazer descer abaixo do Cretácico superior.

Resumindo, a actuação da orogenia hercínica manifestou-se por uma fase astúrica intensa, causadora do dobramento dos terrenos ordovicianos, a que se seguiu a granitização. A acção das fases subsequentes desta orogénese é difícil de precisar.

A xistosidade da formação algônquica parece relacionar-se com a orogénese hercínica (48, pág. 11, e 50). Devemos ainda atribuir a esta, pelo menos em parte, as falhas longitudinais que afectam os afloramentos ordovicianos.

Segundo o Prof. Carrington da Costa (13) é provável que os filões doleríticos posteriores aos granitos estejam relacionados com a fase orogénica paleo-alpina. A semelhança do basalto de Massueime com alguns tipos dos arredores de Lisboa e a dos filões doleríticos, relacionados com jazigos urano-radíferos (2, 10), com filões do mesmo tipo das orlas post-paleozóicas, levam-nos a atribuir-lhes idade mais recente ou, pelo menos, a admitir a existência de uma emissão mais recente.

É, sem dúvida, a orogenia alpina que a Beira Baixa deve a sua fisionomia actual, que lhe foi imposta por uma série de grandes fracturas de orientação à volta de N-S, umas, e à volta de NE-SW, outras.

Estas falhas constituem dois sistemas bem caracterizados, dos quais talvez o segundo tenha sido o mais importante.

Podemos, com alguma aproximação, seriar a actuação da orogenia alpina; é, porém, uma seriação sem datas, porquanto não se conhecem as das diversas formações de cobertura existentes na Beira Baixa.

O sistema de falhas de orientação NE-SW (directão bética) deve ter sido o primeiro a estabelecer-se, pois se nota a sua intersecção por falhas do outro sistema. Parece ter partilhado uma superfície aplanada, dada a natureza da formação dos grés arcósicos da Beira Baixa, que por ele foi atingida.

Assim, podemos dizer que houve uma fase orogénica intensa, de carácter epirogénico, depois da deposição daqueles grés. Podemos, em princípio, atribuir esta acção epirogénica à actuação meso-alpina e, no caso de os grés arcósicos da Beira Baixa serem posteriores aos grés do Buçaco, como os supomos, fortalecer-se-ia a opinião do Prof. Carrington da Costa de atribuir maior importância às últimas fases meso-alpinas (13).

Depois, produziu-se o sistema de falhas de orientação próxima de N-S. Sabemos que é posterior ao de directão bética e, portanto, aos grés arcósicos da Beira Baixa; embora o possamos atribuir à actuação neo-alpina, é impossível datá-lo.

Foi, então, que as falhas marginais dos afloramentos ordovicianos, que podem datar em parte dos tempos hercínicos, jogaram de maneira a individualizarem as cristas quartzíticas que alimentaram os depósitos de sopé.

No caso de se confirmar a idade pliocénica daquelas formações (33, pág. 140), esta actuação epirogénica ter-se-ia produzido durante as fases estairicas dos movimentos neo-alpinos, cuja acção está evidenciada noutras zonas do País (13).

Os depósitos de terraço estão por estudar. Só quando se conhecer a correlação com idênticos depósitos, de idade conhecida, do vale do Tejo, poderá ser esclarecida a sua evolução.

JAZIGOS DE CHUMBO E ZINCO DA BEIRA BAIXA

As ocorrências de chumbo e zinco, sob a forma de galena e blenda, são numerosas na Beira Baixa e encontram-se dispersas um pouco por toda a província.

Os jazigos a que dão origem revestem a forma filoniana, com ganga de quartzo, barita e carbonatos; alguns constituem *stockwerks*; outro tipo é constituído por bolsadas com ganga de carbonatos, dispersos no interior de caixas de falha.

Ao tipo filoniano simples pertencem os jazigos de Ceiroco, Meãs, Palvarinho, região a nascente de Castelo Branco, São Miguel d'Ache, Pinheiro, Salvaterra do Extremo e Segura. O tipo stockwerk; inclui o jazigo de Ceife, de Cebola e de Alameda. O último tipo é representado pela mineralização das falhas da Panasqueira.

Descrevemos, a seguir, os diferentes jazigos citados. Alguns houve que não nos foi possível visitar (Ceiroco, Fórnea, Adurão, Castelejo, Telhado, Atalaia do Campo) mas que incluímos nesta série de jazigos, porquanto todas as informações que pudemos obter são concordes em os atribuir ao mesmo tipo de formação.

O jazigo célebre de São Miguel d'Ache, embora o tenhamos visitado, não nos foi possível estudá-lo visto os trabalhos, muito antigos, estarem completamente arrasados.

REGIÃO NOROESTE DA BEIRA BAIXA

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

A região do noroeste da Beira Baixa, a norte do rio Zêzere, onde se encontram numerosas ocorrências de galena e blenda, constitui uma das zonas de mais difícil acesso da Beira Baixa e, talvez, do País.

As ocorrências de minérios de chumbo e zinco desta zona continuam-se pela região limítrofe, do distrito de Coimbra, constituindo área mineira extensa onde até hoje, todavia, só se instalou uma exploração, a das *Minas de Ceíroco*, esta mesmo com lavra suspensa há muito. Presentemente, pensa-se na valorização desta região para a exploração dos citados minérios.

As zonas onde se tem notado a presença dos dois metais são:

- Minas da Panasqueira, Cebola, Meãs, e
- Ceíroco, Fórnea.

A primeira destas zonas tem acesso pelo Fundão, utilizando a estrada de Silvares e Minas da Panasqueira; a última tem comunicações mais difíceis, pois o acesso faz-se pelo lado da serra de Lousã, pela estrada de Cerdeira a Fajão ⁽¹⁾.

É, portanto, a primeira zona, situada acerca de 40 quilómetros do Fundão, estação do caminho de ferro da Beira Baixa, a que tem melhores comunicações.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

A zona das ocorrências de galena e blenda do noroeste da Beira Baixa situa-se na Cordilheira Central, entre as serras

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folha 14; *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folhas 20-C e 20-D; *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folhas 244 e 245. A carta na escala 1:50.000 só será de utilizar na falta da última daquelas porquanto a representação do relevo é péssima.

de S. Pedro do Açor e da Gardunha, a poente da Cova da Beira.

Em região, podemos dizer, inteiramente xistenta, o relevo é dos mais enérgicos, com as linhas de água vigorosamente encaixadas; este facto dificulta as comunicações e, aliado ao da pobreza da região, explica o atraso da penetração por estradas deste sector da Cordilheira Central.

Os rios Zêzere e Ceira fazem a drenagem da região.

O subsolo é constituído pela formação dos xistos argilosos das Beiras, onde predomina o tipo argilo-gresoso, com níveis muito finos subordinados. Já no distrito de Coimbra, em plena serra da Lousã, encontram-se grauvaques com algum desenvolvimento.

A quebrar a monotonia da formação xistosa, surgem as cristas quartzíticas de Unhais-o-Velho a Dornelas e de Fajão-Vidual-Janeiro de Baixo-Sarnadas orientadas NW-SE; ambas são constituídas por formações ordovicianas.

São muito frequentes os filões doleríticos, encaixados nos xistos argilosos.

3. JAZIGOS MINERAIS.

Para facilitar a descrição das diversas ocorrências de galena e blenda vamos considerar separadamente cada grupo. Assim, referiremos:

- a) mineralização das falhas das Minas da Panasqueira,
- b) mineralização da falha de Cebola,
- c) mineralização de Meãs,
- d) Minas de Ceiroco,
- e) mineralização de Fórnea.

a) *Mineralização das falhas das Minas da Panasqueira:*

As Minas da Panasqueira encontram-se totalmente dentro dos xistos argilosos das Beiras que, todavia, apresentam, à parte as diferenciações de constituição, dois tipos distintos, devidos à acção do metamorfismo de contacto da intrusão granítica subjacente.

Enquanto na zona poente e sudoeste do Couto Mineiro

da Panasqueira se encontram xistos argilosos e argilo-gresosos sem vestígios nítidos de metamorfismo de contacto, na zona nascente e sudeste aqueles mesmos tipos litológicos mostram conspícuos sinais da acção metamórfica. Nesta última zona as rochas são sempre mosqueadas, sendo as «moscas» essencialmente de natureza micácea (50, Mapa A).

Os xistos argilosos das Beiras apresentam, nesta região, xistosidade vertical e orientada NW-SE, orientação que, para poente, se verifica quase coincidir com a direcção dos enrugamentos hercínicos das cristas quartzíticas. Todavia, esta xistosidade não coincide, para os xistos algônquicos, com o seu enrugamento mais acentuado, que é antes E-W a NE-SW (48, pág. 7, e 50).

Dada a antiguidade da formação em que se localizou o campo filoniano da Panasqueira, mineralizado pela cassiterite e volframite, compreende-se a existência duma densa rede de acidentes tectónicos que perturbam o campo filoniano e as dificuldades que o seu estudo oferece. Não obstante estas, distinguem-se bem dois sistemas de falhas que se orientam um N-S, outro ENE-WSW, posteriores ao campo filoniano (50) e aos quais pertencem os principais acidentes do couro mineiro.

Ao primeiro destes sistemas pertencem as chamadas Falha Principal e Falha Poente, reconhecidas na extensão de alguns quilómetros. A primeira tem o rumo N 12° W, com pendor entre 75° e 80° para poente e espessura média de 1 metro; a segunda tem direcção N-S e inclina até 80° para nascente, com espessura média de 2 metros.

O enchimento destas falhas é idêntico, com arranjo zonado. Faixas de argila muito fina, cinzenta-azulada, alternam com brechas de xisto argiloso e quartzo filoniano, com cimento argiloso. Em regra, na zona central das caixas, destaca-se uma faixa de xisto argiloso muito triturado sem, contudo, atingir o estado de brecha de fricção (50, fig. 2).

É na caixa destas falhas que se encontram, frequentemente, lentículas de carbonatos com galena e blenda. As lentículas dispõem-se concordantemente com o zonado do enchimento e, embora possam atingir dimensões apreciáveis segundo

a direcção e o pendor, nunca vimos que ultrapassassem 30 centímetros de espessura.

A galena e a blenda surgem no interior da massa dos carbonatos, constituindo nódulos que, ou são de galena e blenda, ou somente de blenda; não notámos a presença de nódulos formados unicamente de galena. Outras vezes, quando as lentículas de carbonatos têm a espessura de poucos centímetros, os sulfuretos citados tendem para uma disposição zonada.

No primeiro caso, tanto a galena como a blenda se apresentam finamente granulares, mais a última que a primeira. Nos nódulos mistos, a galena constitui o centro, enquanto a blenda forma as capas externas.

O carbonato mais abundante é a dolomite, a que se associa alguma calcite e anquerite. A dolomite penetra, em geral, nas capas e nos nódulos de blenda; neste caso afecta, também, a forma finamente granular.

Frequentes vezes os nódulos são revestidos de uma capa de dolomite, em massa clivável, a que, mais raramente, se segue uma capa de pirite de ferro de hábito cúbico ou dodecaédrico-pentagonal. Neste último caso, a pirite de ferro constitui as paredes de uma cavidade.

Quando as lentículas dos carbonatos são estreitas, a galena tem tendência para se mostrar em filetes cliváveis, envolvidos em blenda com aspecto terroso. Esta última, nas proximidades dos encostos da lentícula, apresenta frequentemente textura colofórmica.

Fora da Falha Principal e da Falha Poente, notámos a presença de galena em algumas falhas secundárias, quer do sistema N-S, quer do sistema ENE-WSW. Nestes casos, a galena constitui por si só o enchimento da falha, atingindo 3 a 4 centímetros de espessura, ou vem acompanhada de dolomite.

Nestas falhas a galena mostra-se sempre em veios ou nódulos cliváveis e, algumas vezes, com hábito octaédrico (50. Est, VI, fig. 2).

A mineralização de galena e blenda que se encontra em falhas do campo filoniano da Panasqueira é, como dissemos,

posterior àquele e mesmo à formação dos acidentes, pois as lentículas de carbonatos não apresentam quaisquer indícios de esmagamento, embora muitas vezes estejam intercaladas entre brechas de fricção, constituídas à custa dos xistos argilosos e dos filões quartzosos com cassiterite e volframite.

b) *Mineralização da Falha de Cebola:*

As formações geológicas atravessadas por este importante acidente tectónico são as mesmas descritas para as Minas da Panasqueira; aliás, a falha de Cebola atravessa o extremo norte do Couto Mineiro.

Noutro local (48) descrevemos este acidente e a influência exercida por ele na morfologia da região. Foi na larga zona esmagada que o acompanha que se verificou a ocorrência de galena, a qual tem dado aso a várias pesquisas mineiras na região imediatamente ao norte da povoação de Cazegas, junto a Cebola, e entre esta povoação e o lugar de Meãs.

A galena apresenta-se em veios e nódulos cliváveis, acompanhada por alguma barita e dolomite. A morfologia afectada pelo jazigo é semelhante à descrita para as Minas de Ceife; todavia, encontram-se aqui nódulos de galena de dimensões bastante maiores e, se a mineralização não apresenta uma distribuição tão regular como em Ceife, mostra contudo concentrações locais maiores, além de ser mais conspícua a textura brechóide, em que o cimento é constituído por galena.

A ocorrência deste minério de chumbo não é constante ao longo de toda a falha, antes parece concentrar-se em vários troços daquela, constituindo pequenos stockwerks.

Igualmente neste caso, o exame da distribuição da mineralização leva-nos a concluir pela posterioridade desta em relação à formação da zona esmagada.

c) *Mineralização das Meãs:*

Meãs é um lugarejo situado 3 quilómetros ao sudeste de Cebola e nas proximidades do extremo noroeste da crista quartzítica de Unhais-o-Velho a Dornelas.

A falha de Cebola atravessa o lugar; algumas pesquisas

evidenciaram a ocorrência de galena no interior da faixa esmagada que acompanha o acidente.

Além desta mineralização, encontra-se outra a sul de Meãs, na base da vertente nordeste da crista quartzítica de Unhais-o-Velho a Dornelas.

Esta última ocorrência é constituída por um filão vertical de cerca de 1 metro de espessura, que parece correr paralelamente ao afloramento dos quartzitos ordovicianos, encaixado nos xistos argilosos algônicos, mas a pouca distância do limite dos quartzitos. O enchimento do filão é constituído por quartzo, pirite de ferro, galena e blenda.

O quartzo é acinzentado ou esbranquiçado; examinado à lupa parece finamente granular; lembra, pelo aspecto geral, a calcedónia. A pirite de ferro é finamente granular e apresenta-se também em delgadíssimas películas, revestindo fracturas. A galena tanto se apresenta finamente granular como em pequenos nódulos cliváveis. A blenda mostra-se sempre finamente granular e de cor castanha terrosa.

A textura do filão é nitidamente brechóide, com os elementos da brecha constituídos por quartzo e o cimento por sulfuretos. Por vezes notam-se, dentro do enchimento, alguns veios constituídos unicamente por sulfuretos, mas sempre de dimensões muito reduzidas.

O quartzo foi, sem dúvida, o primeiro mineral a formar-se e, só depois de fracturado, se deu a ascensão da mineralização sulfúrea, com deposição de galena, blenda e pirite de ferro que, se por um lado devem ter iniciado a sua deposição por esta ordem, devem por outro ter tido margens largas de sobreposição, dada a maneira íntima como se apresentam relacionados.

A convicção que se obtém do exame do filão é a de que se trata da mineralização de uma das numerosas fracturas marginais dos afloramentos ordovicianos da Beira Baixa.

Deve, em primeiro lugar, ter-se originado um filão quartzoso, possivelmente muito antes da fase de mineralização de galena, blenda e pirite de ferro, filão que mais tarde foi esmagado e, seguidamente, mineralizado pelos sulfuretos referidos.

d) *Minas de Ceiroco:*

Ceiroco é uma aldeia remota, na bacia hidrográfica do alto Ceira, a norte da falha de Cebola. Fica numa região de acesso difícil, já no distrito de Coimbra. Citamos aqui as mineralizações de blenda e galena desta localidade porque estão relacionadas com as da região noroeste da Beira Baixa.

Não pudemos examinar as Minas de Ceiroco; tivemos que nos limitar ao estudo de algumas amostras do filão.

Do exame e dos dados fornecidos por Monteiro e Barata (26, pág. 201) é de admitir que se trata de uma zona de fratura, orientada à volta de N-S, com inclinação de 65° para nascente e mineralizada por blenda e galena, sobretudo pela primeira.

O enchimento mostra textura brechóide e zonada; a brecha é constituída por fragmentos das rochas encaixantes, xistos argilosos cimentados por quartzo e por sulfuretos; o zonamento é definido por veios de quartzo leitoso e blenda, porquanto a galena se apresenta em moscas e nódulos cliváveis e só muito raramente aparece em veios.

A blenda de Ceiroco tanto se apresenta finamente granular como em massas cliváveis; tem cor castanha-avermelhada e, por vezes, mostra tendência euédrica, sobretudo nos geodes e drusas, onde aparece também a anquerite euédrica.

A ordem de deposição parece ter sido: galena, blenda, quartzo e anquerite.

Na região de Ceiroco e mais a sul desta, numa visita ao túnel recentemente aberto pela Companhia Eléctrica das Beiras, entre a ribeira de Unhais e o alto Ceira, foi-nos dado observar várias ocorrências de galena; no ramo do túnel compreendido entre as povoações de Malhada do Rei e Ceiroco encontram-se várias falhas de orientação ENE-WSW com mineralização idêntica à da Falha de Cebola; identificámos a passagem deste acidente acerca de 500 metros da boca do túnel, em Malhada do Rei.

e) *Mineralização da Fórnea:*

A povoação de Fórnea localiza-se no alto Ceira, já fora da província da Beira Baixa, embora nas suas proximidades.

Não nos foi possível visitar a região; porém, pelas informações colhidas e exame de algumas amostras parece tratar-se duma falha paralela à de Cebola, igualmente mineralizada por galena.

4. CONCLUSÕES.

É notável o grande número de ocorrências de chumbo e zinco que se registam na região noroeste da Beira Baixa. Às zonas que acabámos de citar deve-se acrescentar ainda outras, de que temos notícia, onde há galena, como seja o Castelejo, as vizinhanças da povoação de Telhado, na região a noroeste do Fundão; ao sul de Alpedrinha, nas proximidades de Atalaia do Campo; fora dos limites da Beira Baixa, na região de Dornelas, no vale do rio Zêzere, parece também ocorrer a galena perto do lugar de Adurão, junto da crista quartzítica de Unhais-o-Velho a Dornelas.

As informações que possuímos destes últimos pontos são concordes em afirmar que a galena aparece em caixas de falhas.

O facto de a mineralização de galena e blenda se alojar em fracturas de orientação vizinha de N-S e ENE-WSW, que caracterizam a tectónica da região, explica as numerosas ocorrências daqueles minérios.

Na região considerada dá-se a passagem da superfície elevada da Meseta, a nascente, para o afundimento da Cova da Beira e, a sul, para o fosso do Zêzere médio (37a, e 48, pág. 17); estamos, pois, em presença duma região tipicamente de *grabens* e *horsts* em que os acidentes principais, origem de tal estrutura tectónica, são acompanhados de numerosos acidentes secundários, paralelos, que explicam perfeitamente a grande disseminação das ocorrências de galena e blenda.

Não conhecemos a orientação dos jazigos de Telhado, Castelejo, Atalaia do Campo e Adurão. Para os restantes, devemos notar que os de orientação ENE-WSW se caracterizam pela presença de galena, enquanto os de orientação próxima de N-S apresentam galena e blenda ou, mesmo, grande predomínio de blenda.

Se se atender à ordem de deposição daqueles sulfuretos e à cronologia dos acidentes onde se alojaram, verificamos que a galena — o primeiro sulfureto a depositar-se —, ocorre de preferência nas fracturas mais antigas (ENE-WSW); a blenda, posterior à galena, encontra-se, pelo contrário relacionada com as fracturas mais recentes (N-S).

REGIÃO DE ALMACEDA

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

A região de Alameda situa-se a cerca de 25 quilómetros a noroeste de Castelo Branco ⁽¹⁾. É servida pela estrada que, partindo desta cidade, passa por Salgueiro do Campo e Orvalho e vai entroncar com a estrada de Pampilhosa da Serra a Coimbra.

A povoação de Alameda, que podemos considerar centro da região em estudo, não tem acesso por estrada. Um caminho, que permite o trânsito de veículos automóveis em condições precárias, com quase 5 quilómetros de extensão, liga aquela povoação à estrada acima citada, que lhe passa 4 quilómetros ao sul. Este caminho encontra a estrada no sítio da Lameirinha, na vizinhança da povoação de Valbom, a 27 quilómetros de Castelo Branco, por estrada.

O caminho de ferro que serve a região de Alameda é o da Beira Baixa, por intermédio da estação de Castelo Branco.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

A região de Alameda fica sobre o bordo ocidental da Beira Baixa, já numa região que pertence, pelas suas características morfológicas, mais à unidade geográfica constituída pela Cordilheira Central do que à da Beira Baixa.

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:500.000, folha 24-B e *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folha 17. A primeira existe somente em edição provisória com muito má impressão e uma representação do relevo bastante imperfeita; a segunda, embora em menor escala e mais antiga, é preferível.

A morfologia é a característica das zonas xistosas daquela cordilheira: muito acidentada, cortada por uma densa rede de linhas de água, profundamente encaixadas, e que, na maioria dos casos, secam inteiramente durante o verão.

A região onde se situa o jazigo está incluída na grande mancha dos xistos argilosos das Beiras; as rochas que afloram no local, são predominantemente xistos argilosos finos com algumas intercalações de xistos argilo-gresosos; os planos de xistosidade situam-se entre Nm 10° W e Nm 30° W, ora verticais, ora com inclinação até 45° para Nm 80° E a Nm 60° E.

Ao sul e sudoeste nota-se uma série de alturas, assinalada pelas pirâmides de São Brás, Medronheira, Cesta, Pedragueira e Lapa, constituída por afloramentos quartzíticos ordovicianos; estes afloramentos integram-se na crista quartzítica que da pirâmide de São Martinho, a sudeste de Castelo Branco, se dirige para noroeste, com várias soluções de continuidade, até a proximidade da pirâmide da Lapa (1).

Tais afloramentos quartzíticos não se apresentam devidamente alinhados nem arrasados à mesma altura. Na extremidade noroeste da crista, que é a mais próxima do jazigo, verifica-se que enquanto o afloramento de Lapa-Pedragueira se orienta no rumo N 45° W e atinge altitudes de 806 a 896 metros, o afloramento de Cesta orienta-se no rumo N 35° W e atinge somente cotas de 470 a 520 metros.

Estes factos só podem ser explicados pela existência de um grande acidente tectónico, passando entre a pirâmide de Cesta e o ponto de cota 577, que teria deslocado os afloramentos quartzíticos e afundado o bloco a nascente, em relação ao situado a poente. A existir o referido acidente não deve passar muito desviado do colo da Lameirinha.

Encontra-se a confirmação deste acidente na existência de uma zona triturada nos diversos afloramentos de xistos argilosos, com cor azul-cinza clara, que se notam em vários pontos ao longo do caminho de Lameirinha para Alameda;

(1) Ver *Carta geológica de Portugal* na escala 1:500.000, Lisboa 1899, e *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folha 17.

em especial, no sítio de Vale da Lousa observa-se em muito boas condições a passagem da zona triturada, cuja espessura aparenta algumas dezenas de metros.

A orientação geral desta zona esmagada, deduzida dos afloramentos e da topografia local, pareceu-nos andar à volta de N 10° E.

3. JAZIGO MINERAL.

A mineralização de blenda, que ocorre em relação com a faixa esmagada anteriormente citada, foi notada sobre a vertente norte da linha de água que corre, de nordeste para sudoeste, em direcção da ribeira de Alameda, e passa logo a sul do edifício escolar da povoação do mesmo nome, em local designado por Vale da Roxa.

A blenda aparece unicamente dentro da zona de xistos argilosos triturados; estes mostram-se regularmente impregnados por pirite de ferro, cristalizada sob a forma de cubos que chegam a atingir 3 a 4 milímetros de aresta. A pirite de ferro deve ser considerada anterior à mineralização de blenda, visto que não ocorre com este sulfureto.

Os xistos argilosos foram injectados, segundo a xistossidade, por numerosos veios de quartzo, do tipo que correntemente se designa por «seixo bravo», também anteriormente à deposição da blenda.

A mineralização apresenta-se em veios muito irregulares, cuja espessura tanto pode ser de 1 a 2 centímetros como, súbitamente, engrossar até 40 centímetros de blenda praticamente maciça; o facto verifica-se segundo a direcção e segundo o pendor. Não apresentam direcção e inclinação constantes; não obstante, parecem manifestar preferência para se alinharem desde N-S até NNE-SSW, por vezes com inclinação para nascente, sempre perto da vertical.

Dum modo geral, a morfologia do jazigo aproxima-se do tipo *stockwerk*, não tão caracterizado como nas Minas de Ceife, em consequência da tendência para o paralelismo que afectam os veios.

Os xistos argilosos encaixantes mostram-se muito frag-

mentados o que dá origem a que, por vezes, se observem, nos encontros dos veios, ou nos veios delgados, estruturas brechóides, em que a blenda constitui o cimento e os elementos são pequenos calhaus de xisto argiloso e de quartzo; este último é proveniente dos veios de «seixo bravo». Tais estruturas brechóides estão bastante dependentes dos veios de quartzo; isto explica-se pela maior dureza da rocha que, submetida a fortes pressões, fracturou mais do que esmagou.

A zona esmagada e, portanto, a mineralização pareceu-nos limitada do lado poente por uma falha quase N-S com pendor de 60° para nascente. O pequeno desenvolvimento dos trabalhos de pesquisa não permitiu comprová-lo.

4. COMPOSIÇÃO E PARAGÉNESE DO ENCHIMENTO FILONIANO.

A blenda é de longe o mineral que ocorre em maior quantidade; segue-se-lhe o quartzo e a anquerite, em proporções semelhantes; a galena aparece muito esporadicamente e, ao que parece, só nas zonas mais altas das pesquisas.

A blenda aparece sobretudo em veios e, poucas vezes, em moscas assentes sobre o quartzo, num e noutro caso facilmente clivável, com cor negra e brilho sub-metálico. Nos veios é frequente encontrar este sulfureto com carácter euédrico; então, tem cor castanha-avermelhada e brilho adamantino.

Neste caso, os veios apresentam as faixas junto aos encostos constituídas por blenda negra e clivável e, na parte central, a blenda euédrica, sendo os interstícios dos cristais do sulfureto preenchidos, total ou parcialmente, por anquerite. A blenda euédrica tem hábito tetraédrico; porém, além do tetraedro existem outras formas associadas que o diminuto desenvolvimento dos cristais não nos permitiu determinar.

O quartzo, que atribuímos à fase de mineralização sulfúrea, é euédrico e leitoso; incrusta sempre fendas ou os encostos dos veios de blenda. Constitui pequenas camadas, de 2 a 3 milímetros de espessura, cobertas por bicos de pirâmide.

Pensamos que o enchimento mineralizado se iniciou

pela deposição deste quartzo, porquanto ora incrusta, como acabamos de dizer, os veios de blenda, ora as moscas de blenda e galena assentam sobre ele, moldando os bicos das pirâmides.

A anquerite aparece unicamente nas zonas centrais dos veios de blenda, nos interstícios da blenda euédrica, que pode encher totalmente, sendo idiomórfica e clivável, ou parcialmente e, então, euédrica.

Este carbonato tem cor amarela cerosa, com brilho nacarado. Quando tem forma própria, mostra-se em pequenos romboedros bastante achatados, irregularmente interpenetrados.

A galena, que observámos sòmente em dois ou três pontos, encontra-se em pequenas moscas cliváveis assentes sobre as incrustações de quartzo ou encerradas na blenda.

Pelo que dissemos do modo de ocorrência das diferentes espécies minerais, deduz-se que o quartzo foi a primeira a depositar-se, seguido da galena e, depois, da blenda, vindo a anquerite em último lugar.

Devemos notar que as percentagens, reunidas, de quartzo, galena e anquerite são desprezíveis em confronto com a de blenda.

5. CONCLUSÕES.

O conjunto de observações que nos foi dado realizar na região de Alameda, permite-nos admitir as seguintes fases para a formação do jazigo de blenda:

- a) fracturação da região, que teve como consequência a formação de uma falha de orientação próxima de N 10° E, acompanhada de uma zona de esmagamento bastante larga;
- b) mineralização da zona esmagada por uma solução excepcionalmente rica em blenda, que se iniciou pela deposição de quartzo, seguindo-se galena e, por fim, anquerite.

Podemos concluir que o jazigo de Alameda se caracteriza pelo predomínio quase exclusivo da blenda, formação a baixa temperatura e pressão e a pouca profundidade, o que se

deduz da ausência total de minerais de alta temperatura, de fenómenos de substituição, bem como do tipo de fracturação da zona onde se alojou a mineralização.

MINAS DO PALVARINHO

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

Estas minas, exploradas pela *Empresa de Galena da Ocreza, Lda.*, estão situadas a noroeste de Castelo Branco. Ficam a 2 quilómetros a SSE da povoação de Palvarinho, com a qual comunicam por um caminho que permite, embora em condições precárias, o trânsito de veículos automóveis. Palvarinho dista cerca de 11 quilómetros da sede do distrito e é servido pela estrada de Castelo Branco a Salgueiro do Campo.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

As minas referidas encontram-se na zona de contacto do afloramento granítico de Castelo Branco com a grande mancha dos xistos argilosos das Beiras, zona referenciada por alguns afloramentos de quartzitos ordovicianos entalados entre esta formação xistenta e o granito. Ficam, pois, sobre a chamada plataforma de Castelo Branco (fig. 6).

Desde aquela cidade até as proximidades do Palvarinho encontra-se um granito grosseiro que dá um relevo muito esbatido, onde as linhas de água marcam ligeiras ondulações. Entra-se, depois, no terreno xistento e as linhas de água aparecem encaixadas vigorosamente, originando uma série de colinas com flancos francamente convexos. É a passagem do Campo granítico à *Charneca* de solo xistoso (37, pág. 69).

O afloramento granítico é constituído, como dissemos, por um granito grosseiro biotítico que passa, frequentes vezes, ao tipo «dente de cavalo». Encontram-se também numerosos filões de um granito de grão fino e moscovítico, em que a mica branca mostra tendência automórfica. O elemento predominante é o feldspato, de aspecto branco leitoso, com tons

cinzentos azulados quando observados em cortes recentes, acompanhado por quartzo hialino e biotite em quantidades

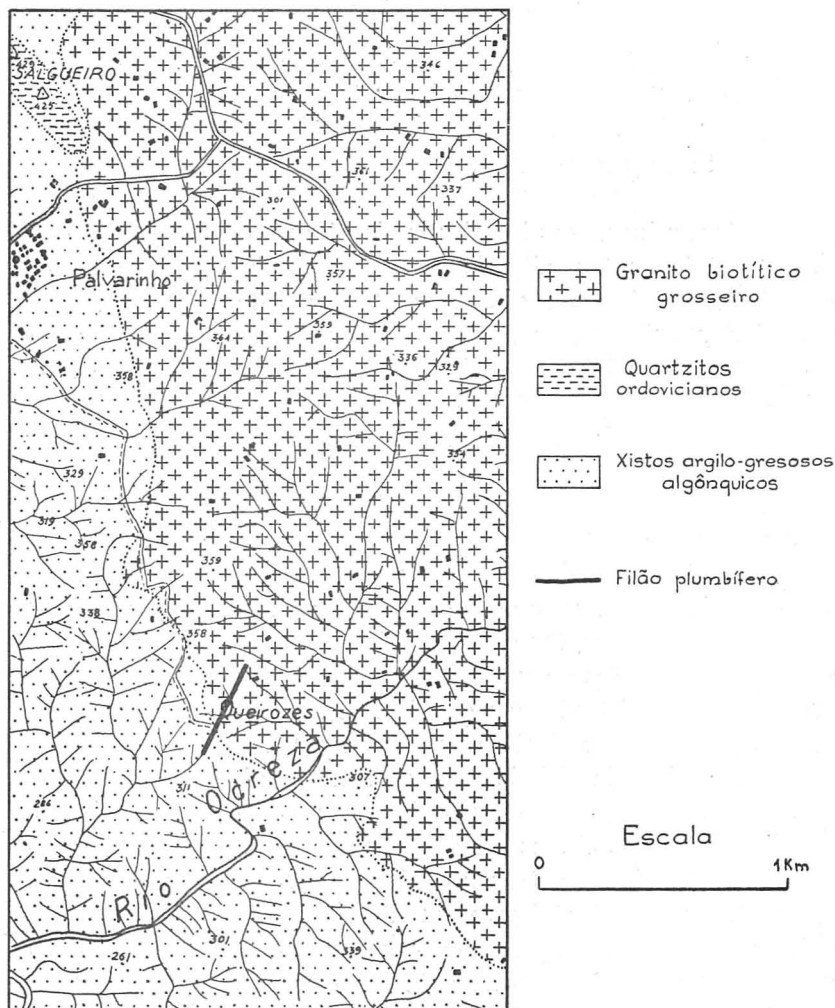


Fig. 6 - Esboço geológico da região de Palvarinho.

sensivelmente menores. De maneira muito subordinada, notam-se palhetas de moscovite e grãos de apatite.

É uma rocha leucocrata, mau grado a presença da biotite.

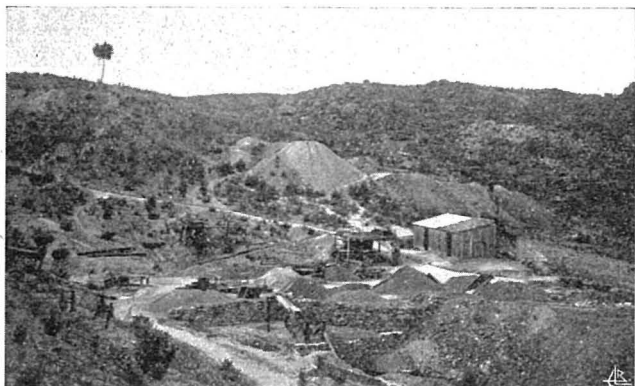


Fig. 1 — Minas do Palvarinho. Vista geral.

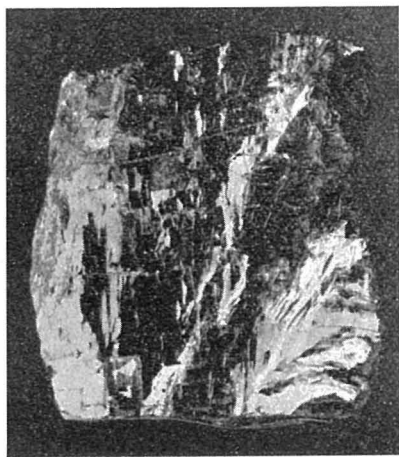


Fig. 2 — Galena das Minas do Palvarinho,
com deformação dos planos de clivagem
(X. 1).

Este granito, examinado à simples vista, apresenta-se constituído por uma trama de feldspato com concentrações pequenas de quartzo e pintalgado por biotite. Pela diferença de brilho, verifica-se que o feldspato se encontra abundantíssimamente maclado segundo a lei de Carlsbad.

Encontram-se dois sistemas de diaclases predominantes, um próximo do rumo norte, com ligeiro desvio para o quadrante nordeste, o outro, quase normal ao primeiro, aproxima-se da direcção ENE-WSW. Nos pontos em que a rocha granítica sobressai acima do solo, constituindo pequenos cabeços de formas suaves, nota-se a presença de diaclases de descamação.

A formação xistenta é constituída por xistos argilosos, em que alternam camadas grosseiras e finas; porém, há passagem insensível de umas para as outras de maneira a não ser possível medir a direcção e pendor das camadas. A xistosidade orienta-se à volta de Nm 20° W.

A pouco mais de 2 quilómetros a NNE das minas fica o afloramento quartzítico ordoviciano do Salgueiro do Campo, como que metido em cunha entre os xistos argilosos e o granito.

Os quartzitos estão erguidos até a vertical e dividem-se em espessas bancadas, com algumas intercalações de quartzito xistóide e micáceo. Para sudeste, onde contactam com o granito, tornam-se mais micáceos e com aspecto saracóide.

3. ROCHAS ENCAIXANTES DO JAZIGO.

As minas ficam no sítio de Queirozes, na vertente poente do vale do rio Ocreza, pouco abaixo da superfície planáltica, atravessando a zona mineralizada o contacto entre os xistos argilosos e o granito (Est. VII, fig. 1).

O limite entre as duas formações é bem marcado. Não se nota qualquer alteração na constituição do granito nem digestão dos xistos que, mesmo quando em encraves no seio do granito, apresentam contactos nítidos.

O xisto argiloso está fortemente silicificado e, paralelamente à xistosidade, desenvolvem-se escamas de biotite; trans-

forma-se deste modo numa rocha bastante escura e tenás, holocristalina, que é um micaxisto com biotite.

Esta transformação profunda não alcança mais de umas escassas dezenas de metros de espessura. Sòmente quando a superfície de contacto corta a xistosidade perpendicularmente ou sob um ângulo forte, este tipo de rocha, resultante da acção do metamorfismo de contacto, propaga-se um pouco mais; observam-se, então, frequentes apófises do granito que se insinuam segundo a direcção da xistosidade.

À orla constituída por esta rocha segue-se outra, de xisto mosqueado, mais espessa, que faz a passagem para o tipo normal de xisto argiloso. O xisto mosqueado estende-se até cerca de 400 a 500 metros do contacto; as «moscas» são constituídas por agregados micáceos (clorite, biotite e moscovite).

Nos encraves, o xisto argiloso ficou transformado num micaxisto biotítico perfeitamente caracterizado.

Examinámos ao microscópio amostras do granito grosseiro, colhidas nos trabalhos subterrâneos das minas e num corte da estrada de Castelo Branco a Salgueiro do Campo (1.000 m a S 60° W da pirâmide da Fonte Fundeira).

A textura é porfirítica-granular ou porfiróide. A primeira característica que sobressai é a constituição pertítica dos fenocristais de feldspato maclados segundo a lei de Carlsbad (Est. VIII, figs. 1 e 2). A pertite inclui cristais, relativamente desenvolvidos, de albite e grãos de quartzo e apatite e pequenas escamas de moscovite. Frequentemente observa-se, ao longo das fendas de clivagem, outra mica branca que reportamos a alteração da pertite.

Por vezes, também as secções maiores de feldspato apresentam-se zonadas. Reconhecemos, ainda, a presença de andesina e oligoclase. A primeira contém numerosas inclusões de moscovite e quartzo.

Se não há na moscovite quaisquer outros minerais inclusos, na biotite são frequentes os grãos de quartzo e apatite, assim como halos pleocróicos com núcleos pequenos de zircão ainda visíveis.

O quartzo, sempre alotriomórfico, contém inclusões de

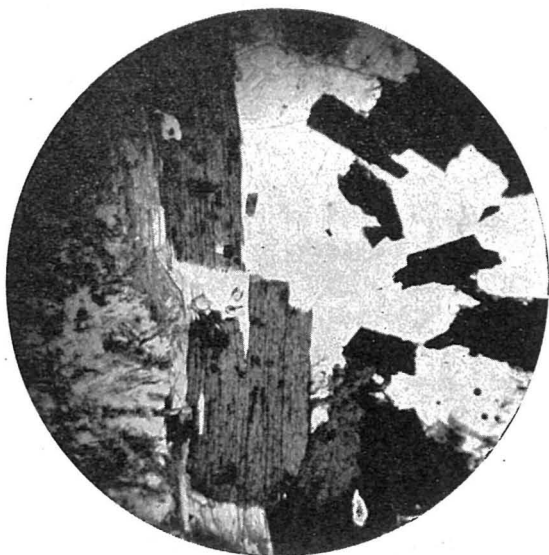


Fig. 1 — Granito grosseiro das Minas do Palvarinho;
à esquerda secção de pertite (L. N. — X. 26).

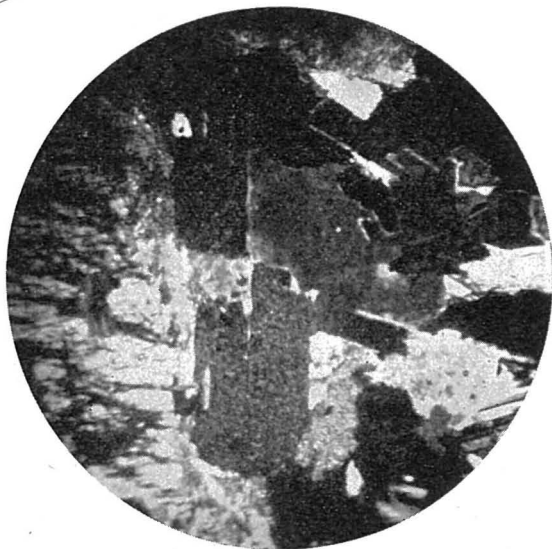
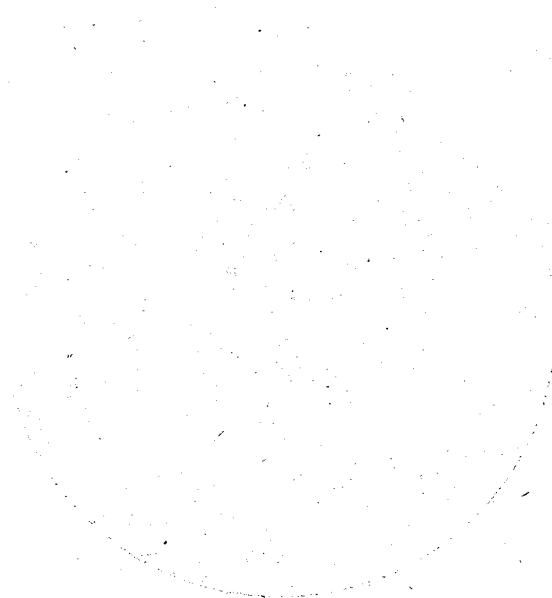
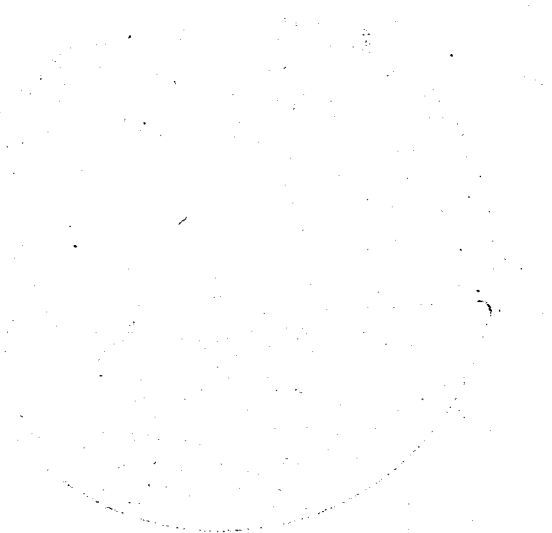


Fig. 2 — Mesmo campo da fotografia anterior (L. P. — X. 26).



moscovite e apatite; esta última é bastante corrente em pequenos grãos de contornos irregulares.

É de notar a presença de duas gerações de quartzo, uma cujos representantes se acham inclusos na andesina e na biotite e outra, mais importante, posterior a todos os minerais.

Nos feldspatos temos a assinalar a posterioridade da associação pertítica à andesina e, possivelmente, à oligoclase.

As preparações das amostras deste granito, colhidas nos trabalhos subterrâneos das Minas do Palvarinho, mostram importantes indícios de esmagamento. As micas apresentam os planos de clivagem contorcidos, os feldspatos estão muito fracturados e o quartzo possui extinção ondulante.

Nos mesmos trabalhos subterrâneos nota-se a presença de um filão de granito de grão fino, leucocrata, que examinado ao microscópio revela-se constituído por quartzo, moscovite, andesina e oligoclase; a biotite aparece, mas de maneira muito secundária. O quartzo mostra inclusões de apatite.

A natureza deste granito, de textura granulítica, é, portanto, idêntica à do granito grosseiro.

4. JAZIGO MINERAL.

O jazigo mineral, constituído por uma zona de esmagamento orientada Nm 50° E, corta o contacto entre o granito e o xisto argiloso, e inclina de 70° a 80° para Nm 40° W.

Durante as nossas visitas a estas minas tivemos ocasião de examinar os trabalhos do primeiro piso, principalmente desenvolvidos na zona granítica e de contacto. Há trabalhos abertos em mais dois pisos (-56 metros), mas que se encontravam, então, inundados.

O filão principal ou, melhor, a zona mineralizada mais importante é constituída por uma caixa de falha com possança variável, compreendida entre 1 e 2 metros, com a orientação e inclinação acima indicadas.

Esta caixa de falha tem as zonas marginais constituídas por brechas de fricção que, por vezes, atingem 20 a 30 centímetros de espessura. Na zona encaixada no granito os elementos são constituídos por fragmentos de granito grosseiro

no lado do tecto e por fragmentos de granito grosseiro e fino ou somente fino no muro. A diferença na composição das brechas é determinada pela existência de um filão de granito fino no muro da zona esmagada.

Na zona encaixada nos xistos argilosos, os elementos da brecha de fricção são constituídos por fragmentos de xisto argiloso; sobre a zona de contacto das duas rochas encaixantes encontram-se, evidentemente, fragmentos de xisto argiloso e de granito.

Ao longo dum troço da zona esmagada que corre entre o granito e o xisto argiloso, encontra-se uma brecha granítica no muro e uma xistenta no tecto: correspondem à localização das duas rochas encaixantes; isto denuncia movimentos de fraca rejeição horizontal.

A parte central da caixa de falha é preenchida por material argiloso.

Principalmente sobre os encontros, observam-se espelhos de falha com estriação vertical.

Esta falha principal é acompanhada, de um e outro lado, por fracturas secundárias com orientação idêntica e com pendores verticais ou próximo disso. Tais fracturas pouco ou nada devem ter jogado, pois sobre elas não se observa estriação nítida nem tão pouco ocasionaram brechas de fricção.

No material do enchimento destas fracturas produziram-se fendas, sensivelmente paralelas aos encontros e com grande discontinuidade, quer segundo a direcção, quer segundo o pendor. Foi nestas fendas que se depositou a galena e algum quartzo; por vezes, ocorrem carbonatos e alguma pirite de ferro, de maneira muito esporádica.

5. COMPOSIÇÃO E PARAGÉNESE DO ENCHIMENTO FILONIANO.

A galena apresenta-se sobretudo em veios, mas aparece também em moscas cliváveis. É fracamente argentífera; o doseamento da prata realizado sobre uma amostra de galena, colhida em vários pontos dos trabalhos, verificada a pureza dos vários fragmentos à lupa, deu unicamente 32 gramas por

tonelada. Devemos notar que a galena apresenta, normalmente, os planos de clivagem ligeiramente ondulados, facto que revela ter sido este sulfureto, depois de formado, submetido a pressões, embora fracas (Est. VII, fig. 2).

O quartzo, leitoso, constitui veios em que se nota forte tendência automórfica, tendendo a dispor-se normalmente aos encontros e crescendo os cristais para a zona central dos veios.

Não podemos assegurar as relações entre a galena e o quartzo, pois este é muito raro. Quis-nos parecer, todavia, que o último é posterior, pois não encontrámos nele inclusões de galena, ao passo que notámos algumas moscas desta envolvidas por quartzo.

Estes veios de galena ou, menos frequentemente, de galena e quartzo, têm espessuras que vão desde 1 a 2 milímetros até 5 a 6 centímetros; raramente atingem, com continuidade, mais de um a dois metros, quer segundo a direcção, quer segundo o pendor. Localizam-se, de preferência, na zona de separação da rocha encaixante com a brecha de fricção ou entre esta e o enchimento argiloso central. Daí o conjunto, por vezes, dar a aparência de um enchimento zonado.

As fracturas, que acompanham lateralmente a caixa de falha, apresentam-se, também, mineralizadas. Foi nas fendas abertas no granito que observámos as maiores concentrações de galena maciça, cujos veios chegam a atingir 7 centímetros de espessura. Nesta rocha os veios de galena têm maior continuidade que no xisto argiloso, o que se deve ao facto de este dar um tipo de fracturação mais irregular.

6. CONCLUSÕES.

Das observações realizadas, deduzem-se as seguintes fases para formação deste jazigo plumbífero:

- a) fracturação da região que originou, localmente, uma falha de rumo Nm 50° E com forte inclinação para Nm 40° W que, por sua vez, provocou a fracturação das rochas continentais até a distância de alguns metros;

- b) ascensão de uma solução mineralizadora que depositou a galena e, posteriormente, algum quartzo nas fendas do material da caixa de falha e nas fracturas que a ladeiam;
- c) deposição de alguma pirite de ferro e carbonatos.

Concluimos que a formação deste jazigo se deu bastante superficialmente, pois veio originar-se numa zona de fracturação superficial, como o demonstra bem a existência desenvolvida de brechas de fricção, características da fracturação epicrustal, e a ausência de fenómenos de substituição.

Após a deposição da galena houve ainda alguns ligeiros movimentos de reajustamento traduzidos pela ondulação dos planos de clivagem daquele sulfureto. Estes movimentos não podem ter tido grande intensidade pois, nesse caso, ter-se-ia que encontrar a galena nas brechas; ora isto não sucede: antes, pelo contrário, a galena constitui veios muito regulares, embora de dimensões bastante reduzidas, notando-se, unicamente, como indício de movimentos posteriores à sua deposição, a ligeira ondulação dos planos de clivagem.

A mineralização não tem quaisquer relações com o granito encaixante, devendo ter-se formado a baixa temperatura e longe de qualquer origem magmática.

Em suma, trata-se de um tipo de jazigo mineral que se caracteriza pela pouca profundidade e baixa temperatura de formação e predomínio de galena pouco argentífera.

REGIÃO A NASCENTE DE CASTELO BRANCO

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

A pouco mais de 4 quilómetros a ESE de Castelo Branco ficam as Minas do Forninho do Bispo ⁽¹⁾, da *Sociedade Mineira de Zebreira, Lda.*, que foram outrora exploradas para a galena

(1) Ver *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 292 e *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folha 17.

mas que, há já bastante tempo, se encontram com a lavra suspensa.

O acesso a estas minas faz-se pela estrada da S.^a de Mércules; porém, como a estrada acaba na ermida deste nome, é necessário prosseguir, depois, pelo caminho que conduz ao Monte do Forninho do Bispo, que passa acerca de 50 metros ao norte das antigas instalações das minas.

Por esta via, as minas distam apenas 4,5 quilómetros de Castelo Branco; contudo, o caminho que se segue à estrada da S.^a de Mércules não permite o trânsito, senão a veículos hipomóveis.

Existe outra via de acesso que, embora em parte em más condições, permite a passagem de automóveis até as proximidades imediatas das minas; é, porém, mais longa: segue o caminho da Gargalheira até alturas de Rebouça de Cima, onde vem dar outro caminho que conduz, igualmente, ao Monte do Forninho do Bispo.

Acerca de 8 quilómetros a ENE de Castelo Branco, adiante da Gargalheira, na vertente direita da Ribeirinha, existem várias pesquisas para galena, algumas do tempo da exploração do Forninho do Bispo, outras de recente data (1).

O acesso às referidas pesquisas faz-se pelo caminho de Gargalheira, que passa cerca de 500 metros ao noroeste e que dá passagem em boas condições a automóveis. Por este caminho, as pesquisas localizam-se a 8 quilómetros de Castelo Branco.

Ainda a ENE de Castelo Branco, mas a cerca de 12 quilómetros, encontram-se outras ocorrências de galena, de um e outro lado da estrada de Escalos de Baixo a Zebreira, sensivelmente a meia distância entre a pirâmide de Vale de Colmeias e o rio Ponsul (1).

A região tem comunicações fáceis e boas, pois dista somente 14 quilómetros de Castelo Branco pela estrada de Escalos de Baixo a Zebreira, que atravessa a zona das pesquisas.

(1) Ver *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 281 e *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:100.000 (edição antiga), folha 17.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

Todas as ocorrências de galena citadas localizam-se nas proximidades da escarpa do rio Ponsul, no limite sudeste do planalto de Castelo Branco; alinham-se paralelamente àquele acidente e acerca de 2 quilómetros a noroeste.

O planalto de Castelo Branco, na região em estudo, começa a ser influenciado pela vizinhança da escarpa do Ponsul, influência traduzida pelo encaixe vigoroso das linhas de água, regularmente orientadas de noroeste para sudeste, isto é, normalmente à escarpa.

Para noroeste desta faixa estreita, mordida pela erosão, estende-se o planalto de Castelo Branco, com leves ondulações cujas saliências coincidem, em regra, com afloramentos rochosos. Para sudeste daquele rio segue-se outra superfície talhada nos grés arcósicos da Beira Baixa, que desce suavemente na direcção do rio Ponsul.

A região vizinha dos afloramentos é constituída, geologicamente, por xistos argilosos e granitos; aqueles pertencentes à formação dos xistos argilosos das Beiras e estes ao grande afloramento eruptivo de Castelo Branco.

Os grés arcósicos da Beira Baixa circundam a região pelo lado sudeste. No limite sudoeste existe o pequeno afloramento ordoviciano de São Martinho, constituído inteiramente por quartzitos.

A orla do afloramento granítico de Castelo Branco, na região considerada, é constituída por um granito muito grosseiro, com duas micas (a biotite muito mais frequente), passando por vezes a porfiróide; mais raramente passa a um tipo de grão médio, em que se distinguem, mais espaçados, alguns grandes cristais de feldspato que, dada a grande disseminação, não chegam a caracterizar o tipo porfiróide.

Quando fresco, este granito apresenta cor azulada clara, que esbranquece por alteração.

A simples vista, nota-se a presença de feldspato leitoso — que é o elemento mais abundante —, de quartzo hialino, de biotite e moscovite.

Encaixado no granito grosseiro encontram-se numerosos

filões dum granito de grão quase fino, leucocrata, somente com uma mica (moscovite).

Os xistos argilosos das Beiras estão representados por xistos argilosos finos, com algumas intercalações de xistos argilo-gresosos. Mostram xistosidade entre NW e WNW com pendores próximos da vertical.

A intrusão granítica metamorfizou a formação argilosa. Junto do contacto há desenvolvimento de micaxistos, a que se seguem, na extensão de algumas centenas de metros, xistos argilosos fortemente mosqueados.

3. JAZIGO MINERAL.

Devemos considerar, nesta região, 3 filões plumbíferos: o que deu origem às explorações das *Minas do Forninho do Bispo* e aqueles sobre que se localizam todos os trabalhos de pesquisa que ocorrem desde as imediações daquelas, para nordeste, até umas centenas de metros a norte da estrada de Escalos de Baixo a Zebreira, numa extensão não inferior a 7 quilómetros (fig. 7).

Como ficou dito atrás, as Minas de Forninho do Bispo encontram-se com a lavra suspensa e inundadas. Não conseguimos localizar quaisquer afloramentos e todas as informações que nos foi possível obter resumem-se às características principais do filão que deu aso à exploração e que não são concordes.

Este teria direcção média de Nm 25° E, com o pendor de 77° para ESE e possança bastante irregular ⁽¹⁾; segundo as informações que colhemos no local, a direcção seria mais NE-SW. Quanto ao enchimento filoniano, temos notícia de apresentar alguma pirite de ferro, além da galena, que apareceu também nas salbandas de xistos argilosos decompostos.

O filão está encaixado nos xistos argilosos que, nesta zona, apresentam xistosidade orientada Nm 65° W, com o pendor de 82° para Nm 25° E.

Sobre os outros filões existem três grupos de trabalhos

(1) Ver *Boletim de Minas*, ano de 1916, pág. 9.

de pesquisa que, embora antigos, permitiram realizar algumas observações.

O primeiro grupo, o mais a sudoeste, localiza-se entre o ribeiro da Risca do Ouro e a Ribeirinha, sobre o filão intermédio ao das Minas do Forninho do Bispo e ao mais a nordeste; é constituído por numerosos poços e sanjas.

O filão tem orientação média de N 47° E com o pendor de 75° a 80° para sudeste. Nos trabalhos situados mais para sudoeste, encontra-se encaixado nos xistos argilosos; depois, passa dentro do granito, onde se conserva numa extensão de 600 metros, mas sempre próximo do contacto; nos trabalhos na vertente direita da Ribeirinha encontra-se de novo dentro dos xistos argilosos (fig. 7).

O granito encaixante mostra-se em adiantado estado de alteração; o feldspato está caolinizado e a rocha apresenta-se no estado de saibro. O xisto argiloso, nas proximidades do filão, está muito fracturado.

O filão é constituído por um veio principal do lado do muro, em média com 0,3 metros de espessura, acompanhado, do lado do tecto e até cerca de 4 metros do muro do veio principal, por vários veios secundários, com menor continuidade e espessura.

Na zona do filão encaixado no granito nota-se a existência de faixas de brecha granítica, paralelas aos veios mineralizados, com espessuras desde poucos centímetros até 10 a 15 centímetros. Nos xistos argilosos as brechas de fricção são menos nítidas, porquanto na zona do filão os xistos estão muito quebrados. Por outro lado, é frequente encontrarem-se espelhos de falha no muro do veio principal, quando dentro dos xistos argilosos. No muro deste veio os xistos citados apresentam-se muito menos fracturados que na faixa adjacente do lado do tecto, onde se encontram os veios mineralizados subsidiários.

Embora as brechas se encontrem sempre em contacto com veios mineralizados, por vezes mesmo entre dois veios, estes não mostram quaisquer indícios de fragmentação.

O enchimento filoniano é constituído, nesta zona, por barita, quartzo, galena e pirite de ferro.

A barita é o mineral mais abundante; apresenta-se em veios cliváveis, de cor leitosa e brilho nacarado, dentro dos quais se encontra a galena em moscas e nódulos também cliváveis. No interior dos veios de barita vêem-se alguns nódulos de quartzo finamente granular com minúsculos cristais de pirite de ferro.

Além deste tipo de quartzo aparecem, também, veios de quartzo leitoso e maciço, nos quais a galena parece menos frequente.

Notámos algumas pequenas moscas de galena no interior das brechas, mas pareceu-nos ser mais frequente uma leve impregnação do cimento das brechas referidas por galena finamente granular.

Observámos unicamente o filão na zona mais superficial e, portanto, na zona submetida à meteorização. Assim, é muito frequente encontrar-se a galena alterada, reconhecendo-se sòmente pela forma geométrica. Por vezes não resta mais que um esqueleto tabicular que lembra favos de abelha. No interior dos tabiques encontra-se, frequentemente, um produto terroso, amarelo-esverdeado, que reconhecemos ser piro-morfite. Menos vulgar é outro produto, terroso e esbranquiçado, que aparece, também, na dependência da galena alterada e que supomos ser cerussite.

O segundo grupo de pesquisas, realizadas sobre o filão mais a nordeste, situa-se entre a Ribeirinha e a estrada de Escalos de Baixo a Zebreira. Neste sector, o filão encontra-se encaixado no granito, de igual modo muito alterado. Mantém as mesmas características morfológicas que indicámos para o filão precedente.

O enchimento é constituído por quartzo, galena e alguma pirite de ferro; não notámos a presença de barita.

O último grupo de trabalhos, ainda sobre este mesmo filão, situa-se a norte da estrada e o filão encontra-se encaixado nos xistos argilosos, que patenteiam, no muro do veio principal, esplêndidos espelhos de falha, com estriação quase horizontal ou, mais precisamente, inclinando à volta de 5° para NE.

Nesta zona, a constituição dos veios é idêntica à da zona

precedente, sem barita; porém, aqui, o quartzo, além de constituir veios compactos e leitosos, aparece cristalizado, atapeitando os numerosos geodes e drusas que os veios apresentam abundantemente.

4. CONCLUSÕES.

A primeira ideia que se tem, ao observar as ocorrências descritas, de galena, da região a nascente de Castelo Branco, é que elas pertencem a um único filão; todavia, uma vez que o filão do Forninho do Bispo parece ter orientação diversa e os outros dois não se encontram alinhados, temos de considerar 3 filões distintos.

Quanto ao das Minas do Forninho do Bispo, nada mais se pode dizer senão que ele parece enquadrar-se dentro do tipo geral de filões de baixa temperatura e de formação relativamente superficial, como os anteriormente citados.

Os filões de orientação vizinha de SW-NE, reconhecidos desde a zona do Forninho do Bispo até para norte da estrada de Escalos de Baixo a Zebreira, merecem mais atenção.

Estes filões ocupam uma zona de fracturação, paralela ao acidente do Ponsul, bem evidenciada pelos espelhos de falha e brechas de fricção. A origem da zona de fractura é anterior à mineralização, pois os espelhos de falha encontram-se revestidos por camadas de quartzo e as brechas apresentam o cimento silicificado e, por vezes, impregnado por galena finamente granular, enquanto que os veios mineralizados não apresentam quaisquer indícios de fracturação.

Um facto que nos merece reparo é os filões serem constituídos por um veio principal e muito regular, que limita o jazigo pelo lado noroeste, enquanto que para sudeste, isto é, no sentido da falha do Ponsul, se segue uma zona esmagada de cerca de 4 metros de espessura onde surgem diversos veios secundários. Interpretamos este facto como influência do acidente principal — a falha do Ponsul — tanto mais que nos referiram a existência de outro filão mineralizado pela galena, entre este e aquela falha, facto que, todavia, não nos foi possível verificar.

Em conclusão, podemos resumir a formação do jazigo nas seguintes fases:

- a) fracturação da região, que originou várias fendas orientadas SW-NE;
- b) ascensão de soluções mineralizadas que depositaram galena, quartzo, pirite de ferro, barita e quartzo (hialino), deposição efectuada a baixa temperatura, como o testemunham a ausência de minerais de alta temperatura, a ausência de fenómenos de metamorfismo de contacto e de substituição, assim como a localização da mineralização na zona de brechiação superficial.

MINAS DE SÃO MIGUEL D'ACHE

A povoação de São Miguel d'Ache situa-se acerca de 25 quilómetros a nor-nordeste de Castelo Branco; encontra-se ligada a esta cidade pela estrada de Escalos de Cima.

O jazigo plumbífero, celebrizado pela memória que lhe dedicou Carlos Ribeiro (32), desenvolve-se, sobretudo, na região noroeste de São Miguel d'Ache.

Não pudemos estudá-lo, devido ao facto de os trabalhos de pesquisa existentes datarem de longa data e encontrarem-se arrasados. Todavia, visto o renome do jazigo, far-lhe-emos algumas referências baseadas na memória citada acima (32) e nalgumas observações pessoais.

São Miguel d'Ache encontra-se dentro da grande mancha granítica de Castelo Branco e Idanha-a-Nova. O granito é porfiróide, constituído por fenocristais de feldspato branco, encerrados numa pasta grosseira de feldspato, igualmente branco, quartzo hialino, por vezes levemente acinzentado, e palhetas de biotite. Aparece, também, alguma moscovite, mas de modo esporádico.

O campo filoniano é bastante denso e os filões orientam-se desde ENE-WSW a E-W, com pendor mais generalizado para NNW ou N.

A descrição feita por Carlos Ribeiro (32, págs. 14 a 23)

condiz perfeitamente com as características dos restantes jazigos que estudámos da Beira Baixa.

Aquele geólogo realça a acção dum possível metamorfismo exercido pelas soluções mineralizantes sobre a rocha encaixante. Examinámos alguns veios, com a espessura de 5 a 10 centímetros, nos cortes da estrada de Orca a São Miguel d'Ache; deste exame ficou-nos a convicção de que tal metamorfismo não existe ou, pelo menos, não é facilmente observável, antes se trata de alteração da rocha encaixante pelas águas que circulam mais facilmente ao longo dos planos dos filões.

Verificámos que tais veios são posteriores a filões aplíticos e quartzosos que cortam e rejeitam.

Assim, pode-se concluir que, da mesma maneira, este jazigo foi constituído pelo enchimento, próximo da superfície, de fendas tectónicas e que tal enchimento se produziu a baixa temperatura e pressão.

MINAS DE CEIFE

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

A *Companhia do Chumbo de Portugal* explora estas minas, que se situam a pouco mais de 2.000 metros a noroeste da vila de Penamacor ⁽¹⁾ para a galena. Um caminho com 3 quilómetros de comprimento, que permite o trânsito de veículos automóveis, estabelece ligação entre as minas e a estrada de Penamacor a Fatela; o cruzamento faz-se a 4 quilómetros daquela vila, no sítio da Senhora do Incenso.

É a estação de Fatela, no caminho de ferro da Beira Baixa, que serve as minas, das quais dista 25 quilómetros por estrada; a referida estação está a 281 quilómetros do porto de Lisboa.

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 21-C e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 248.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

A região das Minas de Ceife encontra-se sobre o bordo norte do planalto de Castelo Branco, a poente duma zona morfológicamente muito confusa, que parece estar relacionada com uma antiga saída da Cova da Beira para o planalto acima citado.

O jazigo encontra-se na zona nordeste do grande afloramento dos xistos argilosos das Beiras. Como é regra geral, os tipos litológicos predominantes são os xistos argilosos finos e xistos argilo-gresosos, com xistosidade sensivelmente vertical e orientada à volta do rumo WNW.

O relevo afecta, nestas rochas, formas senís, que contrastam com o relevo vigoroso que as mesmas rochas apresentam nos limites ocidentais da Beira Baixa; os vales são amplos, entre colinas de formas convexas, e, durante a maior parte do ano, não corre no fundo deles qualquer fio de água (Est. X, fig. 1).

A ribeira do Palão, que passa por cima do jazigo e sobre a qual a empresa construiu uma pequena barragem para armazenar a água necessária à laboração da oficina de tratamento mecânico do minério, só tem água quando chove. A ribeira de Ceife, que passa uns 500 metros a sudeste das minas, chega a secar por completo durante a estiagem.

Para se fazer ideia da enorme aridez desta região, basta dizer que, sendo o jazigo atravessado pela ribeira do Palão e desenvolvendo-se os trabalhos em profundidade, nem mesmo durante a época pluviosa se põe qualquer problema de esgoto de águas dos trabalhos subterrâneos, os quais se conservam quase enxutos durante todo o ano,

A sul das minas, a menos de 1.500 metros, eleva-se a pequena serra de Penamacor, integrada numa série de elevações que constituem como que uma muralha limitando o afloramento granítico de Penamacor-Monsanto nos seus bordos norte e nordeste.

Para sul do pequeno cordão de colinas, cujas alturas não chegam a atingir 150 metros e a largura, no limite norte, onde é mais desenvolvido, não vai além de 1 quilómetro,



Fig. 1 — Granito de Penamacor; em cima — moscovite e quartzo;
ao centro — epidoto; em baixo — turmalina (L. N. — X, 16).



Fig. 2 — Mesmo campo da fotografia anterior. A fractu-
ração do quartzo é mais evidente e observa-se a gêm-
i-

segue-se o planalto de Castelo Branco, perfeitamente nivelado, em que, unicamente, se erguem imponentes a serra quartzítica de Penha Garcia e as colinas graníticas de Monsanto e Moreirinha.

O granito que constitui a serra de Penamacor é leucocrata, de grão médio, com tendência para grosseiro, moscovítico. Nele se distinguem, à simples vista, quartzo hialino ou levemente acinzentado, feldspato branco, sempre muito alterado, ainda que observado em pedreiras, palhetas muito abundantes de moscovite e pequenos prismas curtos de turmalina negra.

Por vezes, as palhetas de moscovite apresentam-se orientadas, facto que confere à rocha, localmente, aspecto gneissico. A turmalina, que é abundante nas proximidades do contacto com as rochas argilosas, torna-se progressivamente menos notada até passar a muito rara, a uns 2 quilómetros do contacto.

Não foi possível observar nesta rocha sistemas de diaclases predominantes; apresenta-se muito fracturada, com diaclases orientadas em todos os sentidos.

Observada ao microscópio, apresenta textura granular e verifica-se a existência de albite e ortose, aquela com numerosas inclusões de moscovite, e de epidoto, além de quartzo, moscovite e turmalina. Esta encontra-se muito fracturada, o quartzo possui extinção ondulante e a moscovite tem, em regra, os planos de clivagem encurvados (Est. IX, figs. 1 e 2).

O contacto entre o granito e os xistos argilosos, na zona mais próxima das Minas de Ceife, isto é, na serra de Penamacor, passa aproximadamente ao longo da linha de cumiada da serra.

Os xistos argilosos, no contacto imediato do granito, aparecem transformados em micaxistos, de cor negra, muito duros; porém, têm fraco desenvolvimento, pois passam logo para o tipo de xistos argilosos mosqueados, que atingem, na direcção daquelas minas, a ribeira de Ceife.

O desenvolvimento assaz largo que atinge, nesta zona, a faixa dos xistos argilosos mosqueados encontra explicação no facto de o contacto com o granito dever mergulhar suavemente para norte.

3. JAZIGO MINERAL.

O jazigo plumbífero encontra-se nos xistos argilo-gresosos, sem quaisquer vestígios de metamorfismo de contacto, dentro de uma faixa de xistos argilosos esmagados que atravessa a ribeira do Palão de nordeste para sudoeste (fig. 8).

A extensão desta faixa esmagada não está bem reconhecida, pois o relevo fraco dificulta os estudos de superfície.

Dentro desta zona as rochas encontram-se intensamente irregularmente trituradas. No interior deste conjunto brechóide observa-se a existência de falhas, que parecem ser posteriores ao período principal de fracturação; dentre elas uma há que assume grande importância, como adiante veremos.

Morfológicamente, podemos considerar o jazigo plumbífero como *stockwerk*.

A mineralização é constituída por galena, barita, pirite de ferro, dolomite, calcite e blenda, por ordem de frequência. O primeiro destes minerais constitui, só por si, a quase totalidade da mineralização; os quatro últimos ocorrem muito esporadicamente, como curiosidades.

Toda a mineralização se encontra nas fendas do *stockwerk*. A galena apresenta-se em filonetes cliváveis; é pouco argentífera. Uma amostra, colhida em vários pontos do jazigo e verificada a sua pureza à lupa, acusou somente 72 gramas de prata por tonelada. A barita encontra-se também em filonetes de cor cerosa. A pirite de ferro constitui películas que revestem as paredes de fendas minúsculas nos xistos ou mesmo na galena; aparece frequentemente sob a forma de pequeníssimas inclusões na barita e nos carbonatos; ao microscópio verifica-se que aquelas películas piritosas são constituídas por cristais cúbicos de pirite de ferro. A dolomite e a calcite encontram-se sob a forma de romboedros minúsculos, agrupados em ninhos.

A galena foi, sem dúvida, o primeiro mineral a depositar-se, seguindo-se-lhe a pirite de ferro; a barita sucedeu a esta, apresentando, como dissemos, numerosas inclusões de pirite de ferro e pequenas moscas de galena. Em último lugar

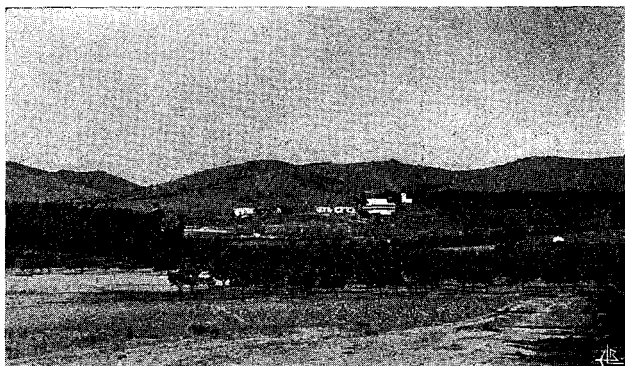


Fig. 1 — Minas de Ceife, observadas de sul; o relevo corresponde a xistos argilosos.



Fig. 2 — Tipo brechóide do minério do jazigo de Ceife; cinzento claro — xisto argiloso, cinzento escuro e branco — galena.

formaram-se os carbonatos, que se depositaram, de preferência, em fendas relativamente grandes.

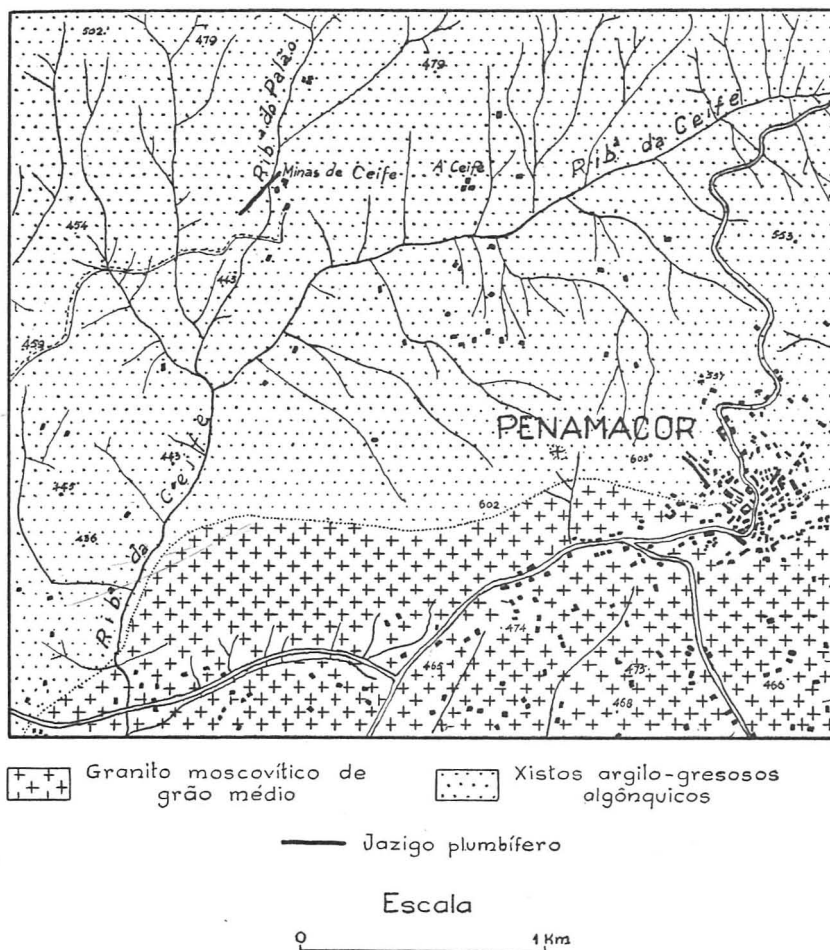


Fig. 8 — Esboço geológico da região a noroeste de Penamacor.

É notável a ausência completa de quartzo relacionado com aquela mineralização; unicamente se encontra como proveniente do esmagamento dos veios de «seixo bravo», que se vêem, tão frequentemente, injectando os planos de xistosidade

da formação xistenta e anteriores ao período de fracturação e de metalização.

A mineralização mostra nítida preferência pelas zonas de xistos argilo-gresosos e este facto explica-se bem pela natureza da rocha. O xisto argilo-gresoso não produz, por esmagamento, tanto material fino como o xisto simplesmente argiloso: assim, aquele deixa mais facilmente vazios entre os diferentes fragmentos, enquanto que este tende a produzir material fino que colmata, com grande facilidade, os vazios referidos, em especial aqueles que se dispõem paralelamente aos planos de xistosidade.

Em consequência do comportamento diverso em relação ao esmagamento dos dois tipos litológicos de xisto, a mineralização é mais densa nas zonas de xisto argilo-gresoso; enquanto nas zonas de xisto argiloso fino são somente as fendas normais à xistosidade que constituem a sede privilegiada da mineralização.

Pelos mesmos motivos explica-se que a mineralização se localize nas zonas medianamente fracturadas. As zonas pouco fracturadas não facilitaram o acesso das soluções mineralizadoras e nas demasiadamente quebradas as soluções não puderam penetrar, porque o material fino e argiloso colmatou os vazios.

Assim se explica que as falhas, que se notam no interior da zona esmagada, tenham constituído barreiras intransponíveis para as soluções mineralizadoras, mau grado a insignificante espessura de caixa que apresentam.

A mineralização concentra-se em *stockwerks*. Estão reconhecidos quatro; dois, pequenos, localizados para nascente da ribeira do Palão, e dois, maiores, para poente; são estes dois últimos que se designam por *stockwerk norte* e *stockwerk sul*.

O primeiro, o mais reconhecido de todos, aflora à superfície, tem como dimensões máximas cerca de 90 metros de comprimento, 20 metros de largura e alcança pouco mais de 100 metros de profundidade. Embora com um pendor muito regular, inclina nítidamente para noroeste, encostando-se a uma falha que, com direcção geral NE-SW e com pendor para NW, impediu a mineralização de se estender mais para noroeste.

Dizemos que a citada falha impediu a mineralização de se estender mais para noroeste porque a consideramos anterior a esta última. De facto, o exame da mineralização junto da falha parece convincente: nota-se maior concentração de galena junto dela e este sulfureto não apresenta sinais de esmagamento, embora se note algum encurvamento dos planos de clivagem, característica, de resto, que se pode observar em todo o jazigo.

A mesma falha limita, de igual modo, o *stockwerk sul*, reconhecido no Piso 60, mas neste caso do lado sudeste.

Pensamos que a localização destes *stockwerks* é ainda, em parte, consequência da falha referida. Esta, embora tenha direcção geral NE-SW, descreve duas curvaturas, ligadas por um troço de orientação N-S, e é no interior das concavidades definidas pela mudança de direcção da falha que se situam os dois *stockwerks*.

Foi, certamente, nos pontos em que a falha muda de direcção que se fizeram sentir com maior intensidade os esforços de compressão e de descompressão e, portanto, onde as condições para a formação de fendas foram mais favoráveis.

4. CONCLUSÕES.

A descrição feita do jazigo plumbífero de Ceife permite considerar o carácter de pouca profundidade de formação e o fraco poder de penetração das soluções mineralizantes. Pode-se seriar do seguinte modo a sucessão dos fenómenos que deram origem ao jazigo:

- a) fracturação da região, tendo como consequência a criação duma zona esmagada, alinhada na direcção NE-SW, e seguida da formação de falhas dentro do material da zona esmagada;
- b) ascensão de uma solução mineralizadora que depositou, em primeiro lugar, galena e, depois, alguma pirite de ferro e barita, seguida, numa fase final, de pequena quantidade de dolomite e de calcite.

O carácter de superficialidade da formação está bem vin-

cado nos aspectos brechóides do jazigo, enquanto que a falta de fenómenos de substituição e de impregnação do xisto patenteiam o fraco poder de penetração das soluções.

MINA DO PINHEIRO

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

Esta mina tem sido explorada para a extracção de blenda e galena pela *Sociedade das Minas de Penamacor, Lda.*; últimamente tem estado com a lavra suspensa; assim, nada mais pudemos observar que pequenas pesquisas realizadas à superfície, porquanto os trabalhos desenvolvem-se em profundidade e, em consequência da paralização, encontram-se inundados.

A Mina do Pinheiro localiza-se acerca de 3.700 metros a sudeste da vila de Penamacor ⁽¹⁾; é servida pela estrada de Penamacor a Salvador, à qual está ligada por um caminho com 2,5 quilómetros de extensão, que dá serventia a automóveis; o caminho encontra a estrada referida no sítio do Ferrador.

As vias de comunicação rodoviária e ferroviária que servem esta exploração mineira são as mesmas que indicámos para as Minas de Ceife; deste modo, dispensamo-nos de as citar aqui.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

O jazigo mineiro encontra-se na zona nordeste de contacto do afloramento granítico de Penamacor-Monsanto com os xistos argilosos das Beiras. Mau grado a identidade de localização e a proximidade existente entre o jazigo do Pinheiro e o de Ceife, eles diferem, contudo, profundamente na morfologia e na mineralização.

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 22-C e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 248.

As características morfológicas e geológicas, que indicámos para a zona das Minas de Ceife, repetem-se, pois estamos dentro da mesma região: existem os mesmos xistos argilo-gresosos — que junto do granito são do tipo mosqueado —, e o mesmo granito leucocrata, moscovítico, de grão médio. O granito acerca de 1,5 quilómetros do contacto com os xistos argilosos começa a mostrar tendência para passar ao tipo porfiróide.

O jazigo atravessa o cordão de colinas que borda o afloramento granítico pelos lados norte e nordeste, citado ao tratar das Minas de Ceife, numa zona onde melhor se caracteriza, pois atinge nas proximidades a maior elevação: Frade — 585 metros (fig. 9).

3. JAZIGO MINERAL.

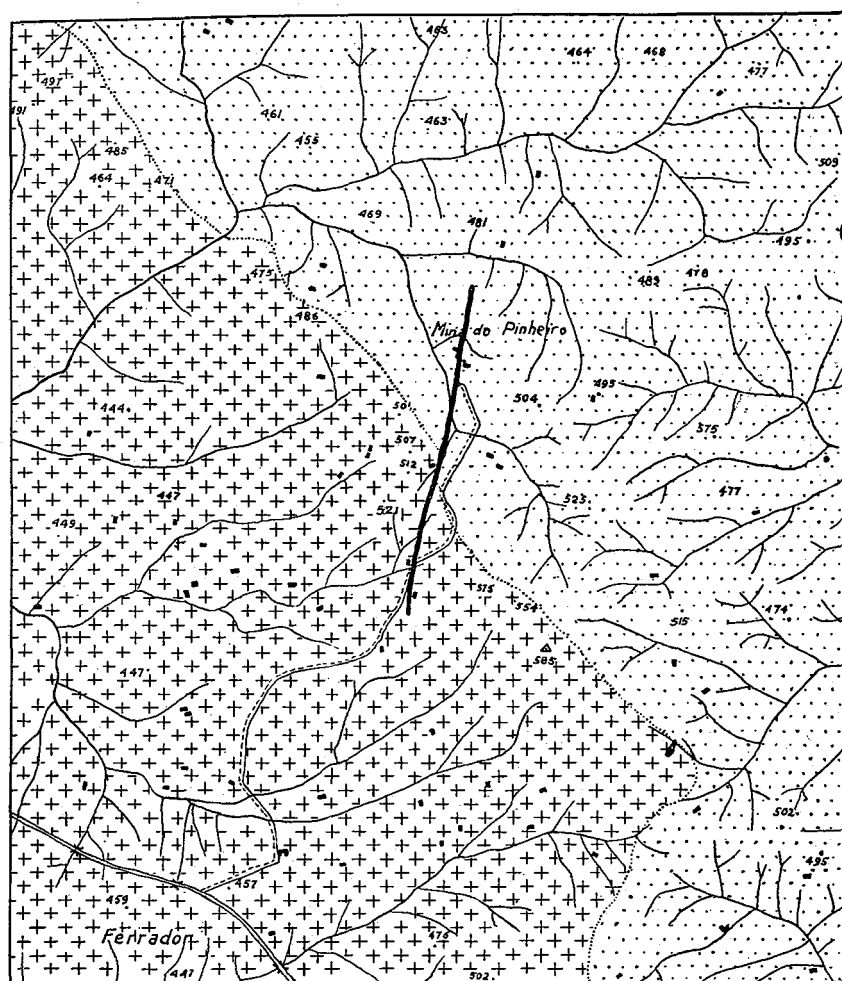
O jazigo do Pinheiro é constituído por um único filão, que podemos reconhecer à superfície numa extensão de 1.100 metros. Corre segundo o rumo N 15° E e é sensivelmente vertical; em alguns dos trabalhos superficiais mostra um ligeiro desvio da vertical para poente. A superfície tem espessura média de 1 metro.

A metade sul do filão está encaixada no granito que, nos hastiais, se apresenta bastante caolinizado e manchado por óxidos de ferro ao longo dos planos de diaclases. Estas, nas proximidades imediatas do filão, agrupam-se em dois sistemas: um paralelo ao filão e outro sensivelmente normal.

A metade norte do filão está encaixada nos xistos argilosos mosqueados, que apresentam xistosidade vertical entre os rumos N 35° W e N 20° W.

O levantamento do limite do afloramento granítico revelou-nos uma mudança brusca na direcção daquele, no vale que desce para NNE da portela, entre as cotas 521 e 575 e por onde passa o filão.

De facto, o limite do granito, que vem desde Penamacor com rumo SE muito regular, desaparece bruscamente no fundo daquele vale, sob aluviões graníticas, de mistura com algum cascalho xistento, e vai-se encontrar, novamente, uns 190



Granito moscovítico de
grão médio



Xistos argilo-gresosos
algônicos

— Filão zinco-plumbífero

Escala



Fig. 9 — Esboço geológico da região da Mina do Pinheiro.

metros para SSW, prosseguindo, depois, até Chão de Pires, com o rumo SE.

Pudemos comprovar que aquele deslocamento corresponde à existência de uma falha, cuja localização coincide com o filão do Pinheiro: porquanto, num poço de pesquisa aberto no mesmo vale, em ponto em que as rochas do subsolo estão encobertas, verificámos que, enquanto o encosto poente do filão é constituído por granito, o encosto nascente é de xisto argiloso.

Assim, temos de admitir que a posição do filão coincide com a de um acidente tectónico de rumo N 15° E, cuja rejeição na horizontal é de cerca de uma centena de metros.

O exame da pesquisa mais setentrional, existente sobre o filão, confirma-nos a presença do acidente tectónico de que, aliás, encontraremos outros indícios ao estudarmos o enchimento filoniano. Aquela pesquisa consiste num poço de uns 4 metros de profundidade, com uma secção quadrada de 3 metros na boca; o facto de estreitar para o fundo permite-nos observar os xistos argilosos em boas condições.

Verificámos que a xistosidade destas rochas se orienta no rumo N 20° W mas, enquanto do lado poente os planos de xistosidade atingem o filão com aquela orientação, do lado oposto tal não se verifica: os planos acerca de um metro do filão encurvam fortemente para NNE. Este facto permite-nos admitir que tenha sido o bloco a leste da falha que se deslocou para SSW.

4. ENCHIMENTO FILONIANO.

Como dissemos, não pudemos visitar os trabalhos subterrâneos, que seriam os que mais dados nos poderiam fornecer sobre a constituição e textura do enchimento filoniano. Assim, o que vamos expor em seguida, é baseado no exame dos cortes superficiais e no de amostras do filão provenientes daqueles trabalhos, mas colhidas por nós em montes de minério acumulado à superfície.

O enchimento filoniano é de ganga quartzosa com mineralização sulfúrea, em que predominam a blenda e a galena; a

calcopirite e a pirite de ferro pareceram-nos ocorrer somente de modo esporádico.

Entre os minerais próprios da zona superficial de oxidação, S. Monteiro e J. Barata (26, pág. 201) citam a existência de cerussite, piromorfite e carbonatos de cobre; o Prof. Amílcar de Jesus (21, págs. 92 e 100) assinala igualmente a ocorrência de cerussite, piromorfite, malaquite e azurite. Nesta série, dos minerais citados por aqueles autores, somente nos foi possível identificar a piromorfite; encontrámos, também, bem caracterizada, a bornite.

A blenda apresenta-se em nódulos, rins e veios cliváveis, de cor castanha, muito heterogénea. A clivagem muito fácil dá-lhe, sobretudo nos veios, aspecto micáceo; a coloração castanha mostra tons que vão desde o amarelo ceroso até um castanho quase negro. Nas superfícies de fractura tem brilho sub-metálico, enquanto nas faces de clivagem o brilho é sub-adamantino; tanto umas como outras se embaciam rapidamente por exposição ao ar.

A galena encontra-se em nódulos e rins cliváveis, com cor cinzenta e intenso brilho metálico nas faces de clivagem.

S. Monteiro e J. Barata (26, pág. 201) atribuem à galena um teor de 400 gramas de prata por tonelada; o Prof. Amílcar de Jesus (21, pág. 92) indica, também, que o teor de prata atinge 400 gramas por tonelada. Não nos foi possível colher uma amostra de galena suficientemente pura para determinarmos o seu conteúdo de prata.

Nos trabalhos sobre o afloramento e nas amostras que examinámos, verificámos sempre uma predominância nítida da blenda sobre a galena. Segundo informações que nos deram, a galena aparecia à superfície e escasseava em profundidade.

Notámos muito acidentalmente a presença de calcopirite em pequenas moscas finamente granulares; porém, a ocorrência frequente de películas de bornite, assentes sobre os outros constituintes, levam-nos a pensar que, embora esporádica, a calcopirite é menos rara que o faria prever o exame das amostras da zona oxidada.

Encontrámos a pirite de ferro sempre com hábito euédrico

bem caracterizado; contudo, somente representado pela forma cúbica.

A anquerite apresenta-se em veios e capas cliváveis de cor amarela cerosa.

Encontramos a piromorfite, constituindo pequenas capas de revestimento dos outros minerais, em agregados finamente granulares com cor verde-amarelada; a bornite ocorre nas mesmas condições mas sob a forma de lâminas de revestimento.

O quartzo apresenta-se, quase exclusivamente, constituindo faixas ou capas; é na maior parte leitoso ou zonado. Aparece também, muito frequentemente, euédrico, revestindo as paredes das numerosas fendas que se encontram no interior da massa filoniana. Mais raras vezes mostra-se finamente sacaróide.

Quando o quartzo constitui faixas, as suas diferentes variedades dispõem-se com arranjo zonado, sendo as zonas mais externas constituídas por quartzo com zonas de crescimento, alternadamente de quartzo leitoso e hialino, e, a zona interna, por quartzo euédrico, representado por pirâmides que cresceram para o interior, chegando a interferir ou deixando ainda uma cavidade.

5. TEXTURA DO ENCHIMENTO FILONIANO.

O enchimento do filão do Pinheiro mostra, essencialmente, textura zonada e, por vezes, de crustificação. Todavia, nem todos os minerais primários contribuem para aqueles tipos de textura; a galena ocorre somente em nódulos e rins e a calcopirite e a pirite de ferro ocorrem muito esporadicamente, sem poderem contribuir para definição de tipos de textura. Assim, estes são definidos pela blenda e pelo quartzo e, ainda, pela anquerite, quando esta se apresenta.

A textura de crustificação aparece somente em pequenos veios subsidiários do filão, constituídos pela blenda, incrustando os hastiais, e pelo quartzo, com tendência euédrica, dispondo-se com o eixo de crescimento normalmente aos encostos. Por vezes, entre as bandas de blenda e o centro

quartzoso dispõem-se faixas delgadas de anquerite, dando-se assim a passagem à textura zonada.

Pròpriamente no filão, a textura zonada é a mais frequente e, então, as faixas são constituídas por blenda, anquerite e quartzo, sendo esta a sucessão dos minerais que, na espessura total, se pode repetir várias vezes.

O Prof. Amílcar de Jesus (21, págs. 100-101), em trabalho a que já nos referimos, reproduz duas fotografias deste tipo de textura, de que a segunda é bem característica do jazigo.

A galena é anterior àqueles minerais e aparece, sobretudo, embebida na blenda e, ainda de modo não raro, em pequenos nódulos, no quartzo.

Além do quartzo das faixas incluídas na sucessão zonada do enchimento, encontra-se outro quartzo, que forma veios dentro da massa filoniana ou junto dos encostos, levemente leitoso e com tendência euédrica: é o elemento mais recente do enchimento.

Estes veios quartzosos devem ter-se originado numa fase de reajustamento do terreno, posterior ao período principal de formação do jazigo, a qual deve, também, ser responsável pelo encurvamento que, por vezes, se nota nos planos de clivagem da galena e da blenda. Os movimentos de reajustamento prolongaram-se algum tempo ainda, depois da formação destes veios quartzosos, visto que, não raramente, se observa nos seus encostos estriações horizontais.

Na pesquisa sobre o filão situada mais a Sul pode ver-se, em boas condições, um corte do filão, que mostra junto aos encostos veios deste tipo, um com 14 e outro com 7 centímetros de espessura, e, a um dos lados, no interior do granito e acerca de 1 metro do filão, um terceiro veio com 4 centímetros, paralelo a este; todos os veios patenteiam estrias horizontais num dos encostos.

6. CONCLUSÕES.

Podemos seriar os fenómenos que originaram o jazigo do Pinheiro do seguinte modo:

- a) fracturação da região que, localmente, provocou uma falha de orientação N 15° E — S 15° W;
- b) ascensão de uma solução mineralizadora que depositou, em primeiro lugar, galena e, em seguida, blenda, anquerite e quartzo com textura zonada predominante;
- c) pequenos movimentos de reajustamento que deram lugar à formação de veios quartzosos, que se alojaram nos encostos do filão ou no interior dele, indiferentemente à disposição zonada do enchimento.

Não nos foi possível procurar a falha no seguimento do filão, porquanto para norte segue-se amplo vale, escavado nos xistos argilosos, cujo fundo está ocupado por aluviões; para sul, o relevo, no granito, é escasso e os campos de cultura escondem quase por completo a rocha do subsolo. Todavia, a existência daquele acidente é denunciada suficientemente pela rejeição do conjunto granito-xistos argilosos e pelos espelhos de falha observados nos veios de quartzo.

A posterioridade da formação do jazigo mineral é assegurada pela ausência de esmagamento do enchimento filoniano, que unicamente foi submetido a pequenas pressões, responsáveis pelo ligeiro encurvamento dos planos de clivagem da galena e da blenda e pela estriação dos veios de quartzo.

Assim, o jazigo do Pinheiro caracteriza-se pela formação a baixa temperatura e pressão e pelo predomínio da blenda sobre a galena.

MINAS DE SEGURA

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

Pertencem estas minas à *Empresa Mineira de Segura, Lda.* e incluem concessões de chumbo, bário, estanho e volfrâmio. Estudaremos unicamente os filões de barita plumbífera e, quanto aos de cassiterite e volframite, só lhes faremos as referências necessárias para melhor compreensão dos primeiros.

Os filões de barita plumbífera foram objecto de um estudo de reconhecimento de Carlos Ribeiro (32), datado de meados do século passado que, embora desactualizado no que respeita à sua génese, ainda hoje se lê com proveito pela descrição cuidada da morfologia e textura dos referidos filões.

Recentemente, o Eng. Bacellar Bebiano (5) realizou um estudo desenvolvido e bem elaborado de todo o campo filoniano, incluindo os filões e aluviões de cassiterite e volframite.

No decorrer do nosso trabalho, teremos ocasião de nos referir àqueles dois estudos mais pormenorizadamente.

A região mineira fica no limite da freguesia de Segura, na margem direita do rio Erges, junto da fronteira (1).

Segura pertence ao concelho de Idanha-a-Nova e está unida a esta vila por estrada (24 quilómetros); porém, a via de comunicação que mais interessa à vida das minas é a que estabelece ligação com a sede do distrito (Castelo Branco), onde se encontra a estação de caminho de ferro mais próxima.

A comunicação entre Segura e Castelo Branco é assegurada por uma estrada, com categoria de «internacional», de 60 quilómetros, que atravessa as povoações de Escalos de Baixo, Ladoeiro e Zebreira. Castelo Branco, servida pelo caminho de ferro da Beira Baixa, dista do porto de Lisboa 236 quilómetros por via férrea. É este o porto de exportação dos produtos da lavra mineira.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

As Minas de Segura situam-se numa região de fraco relevo, onde o único acidente topográfico importante é constituído pelo vale do rio Erges, fortemente encaixado nos xistos argilosos precâmbrios e no granito.

Alguns afluentes do rio Erges mostram-se encaixados, no

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 25-D, e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 295.

troço terminal, enquanto as restantes linhas de água correm em vales amplos e com características de maturidade. Com excepção do citado rio, não há qualquer outra corrente de água de regime permanente; mesmo os ribeiros de Santa Marinha e da Calçada reduzem-se a alguns charcos durante a estiagem.

Os xistos argilosos apresentam os caracteres habituais da formação xistenta algônuica, com planos de xistosidade verticais ou quase, orientados desde NW-SE até WNW-ESE.

A entrada de uma pesquisa, alguns metros a norte dos edifícios da lavaria, observámos um afloramento de xisto argiloso listrado, constituído por camadinhas de xisto argiloso muito fino alternando com outras de xisto ligeiramente gresoso. Pudemos verificar que as camadas se orientam N 70° E — S 70° W com o pendor de 70° para S 30° E. Verificámos o mesmo facto noutro afloramento, sobre o caminho que leva à Fonte das Ferranheiras.

O granito forma, em território português, um pequeno afloramento que parece constituir, com o de Salvaterra do Extremo, duas pontas avançadas da mancha granítica espanhola que, alargada na direcção NW-SE, passa ao norte de Alcantara e atinge Cáceres ⁽¹⁾.

É um granito leucocrata, com grão médio, a tender para fino. À simples vista, nota-se feldspato branco, por vezes, com tons rosados, que é o elemento mais abundante, na massa do qual se destacam pequenos grãos de quartzo hialino e escamas de moscovite.

Na faixa em contacto com os xistos argilosos, o granito apresenta grão mais fino e carrega-se de pequenos prismas de turmalina negra, que raramente excedem 3 mm. de comprimento por 1 mm. de diâmetro.

Ao microscópio mostra textura granular e notáveis indícios de ter sofrido pressões. Assim, o quartzo possui, geralmente, extinção ondulante e os feldspatos e a mica mos-

(1) Ver *Mapa Geológico de España*, na escala de 1:1.000.000, Madrid 1936.

tram-se muito fracturados e com os planos de clivagem contorcidos.

Nota-se a presença de algumas secções de ortose, macladas segundo a lei de Carlsbad, e de oligoclase com a geminação Carlsbad-albite; porém, é a albite que predomina. Qualquer destes feldspatos mostra-se frequentemente alterado.

A moscovite apresenta-se em escamas e em pequenas inclusões nos feldspatos e no quartzo. Este, sempre em grãos alotriomorfos, ocupa os interstícios da rede formada pelos feldspatos e moscovite.

Nas preparações do granito da faixa de contacto com os xistos argilosos confirma-se a presença da turmalina euédrica, que tanto aparece inclusa no quartzo, como ocupando lugar entre as secções dos outros elementos.

O granito apresenta dois sistemas principais de fracturação, um orientado entre NE e ENE e outro sensivelmente com o rumo NW, que se observam bem nas gargantas do rio Erges e do ribeiro de Santa Marinha onde, por vezes, dão lugar a «paredes» imponentes.

A orla metamórfica, originada pelo granito, alcança cerca de 500 metros. No contacto imediato, o xisto argiloso aparece transformado num micaxisto com biotite e é intensamente cortado por filões e veios graníticos, quer de granito do tipo da intrusão, quer veios pegmatíticos e aplíticos. Nalguns pontos, em que a xistosidade da rocha argilosa é paralela à linha de contacto com o granito, a passagem faz-se por uma alternância de leitos de micaxisto e granito, do tipo de injeção «leito por leito».

A esta faixa, intensamente metamorfizada, segue-se uma de xistos argilosos mosqueados que passa, insensivelmente, aos xistos argilosos normais. As «moscas» são constituídas por agregados de moscovite e clorite; nas proximidades do granito nota-se, também, a presença de quistolite.

Nos limites da zona mineira encontram-se vestígios de um depósito de cobertura, que foi talvez constituído pelos grés arcósicos da Beira Baixa. Assim, para poente e sudoeste de Segura, para lá do ribeiro de Vale de Lobos, encontra-se um depósito arenoso, pouco espesso, formado por grãos de

quartzo e alguns de quartzito e feldspato, por vezes com 1 centímetro de diâmetro, que passam gradualmente às aluviões do fundo do vale daquele ribeiro. Mais para poente vão encontrar-se grés arcósicos bem caracterizados.

A norte de Segura, para lá da estrada de Ladoeiro a Salvaterra do Extremo, encontra-se o mesmo tipo de depósito arenoso grosseiro que, em direcção da serra de Murracha, passa aos grés arcósicos.

Assim, o depósito arenoso apresenta-se como o resultado da desagregação e lavagem dos grés arcósicos que, topograficamente, se encontram mais altos; devemos pois considerá-lo muito mais recente, quaternário e não muito antigo.

O desaparecimento recente da cobertura arcósica explica o facto de a erosão não ter ainda entalhado vigorosamente nesta zona os xistos argilosos.

3. SISTEMA FILONIANO.

Vamos examinar as características dos diferentes filões de barita plumbífera, de norte para sul e de poente para nascente (fig. 10).

O mais setentrional é conhecido pela designação de *filão da Fonte de Ferreiros* (5) e deve ser o primeiro dos três filões citados por Carlos Ribeiro (32, pág. 36). Observam-se afloramentos deste filão sobre o caminho que leva a Zebreira e passa junto à lavaria, cerca de 700 metros ao noroeste desta e ao longo da vertente norte do ribeiro da Calçada (localmente conhecido por ribeira da Ferranheira) até um pouco a montante da Fonte das Ferranheiras; estes afloramentos alinham-se segundo o rumo médio N 22° E.

Realizaram-se, em tempos, alguns trabalhos de pesquisa sobre este filão que, presentemente, se encontram arrasados. Deste modo, as nossas observações limitam-se aos afloramentos.

Encontra-se encaixado nos xistos argilosos que, nesta zona, mostram xistosidade orientada entre os rumos NW e WNW, com um pendor de 70° a 80° para o quadrante nor-

deste. Tem espessura média que regula por 1 metro e, segundo o Eng.º Bacellar Bebiano (5), inclina 70° para o quadrante sudeste.

A Fonte das Ferranheiras, bem como outra nascente situada umas dezenas de metros a poente do caminho para a Zebreira, estão certamente relacionadas com este filão, e, sendo assim, indicam-nos que ele se estende para um e outro lado dos afloramentos conhecidos. Encontram-se no prolongamento daqueles e a sua água é extremamente amarga devido à presença, em grande abundância, de sais de ferro, que ao contacto com o ar formam depósitos volumosos.

Mais para sul e sudeste encontra-se o *filão do Bouchal do Paulo* (1), que Carlos Ribeiro descreve sob a designação de «filão do Broichal» (32, pág. 37).

Os afloramentos deste filão, situados mais a poente, surgem na colina da cota 288 a ocidente do ribeiro da Calçada, onde foi bastante pesquisado; com pequenas interrupções, pode-se segui-lo até as proximidades daquele ribeiro. Neste troço o filão orienta-se de S 70° W a N 70° E, com espessura média ligeiramente inferior a 1 metro e inclinação algum tanto para SSE.

No fundo do vale do ribeiro da Calçada o filão perde-se, para surgir de novo junto aos edifícios da lavaria, do lado noroeste, seguindo-se, depois, de modo quase contínuo, até as proximidades da estrada internacional. Porém, estes dois troços não estão perfeitamente alinhados: o último encontra-se deslocado de pouco menos de 50 metros para o norte, facto que faz supor a existência de um acidente tectónico que teria rejeitado o filão.

É sobre este filão, no troço compreendido entre o ribeiro da Calçada e a estrada internacional, que se encontram os trabalhos de pesquisa mais desenvolvidos realizados sobre os filões de barita plumbífera de Segura. Neste troço, o filão orienta-se segundo o rumo médio N 65° E e inclina 70° a 80°

(1) Designa-se, localmente, por *bouchal* um terreno que comporta cerca de 50 alqueires de sementeira.

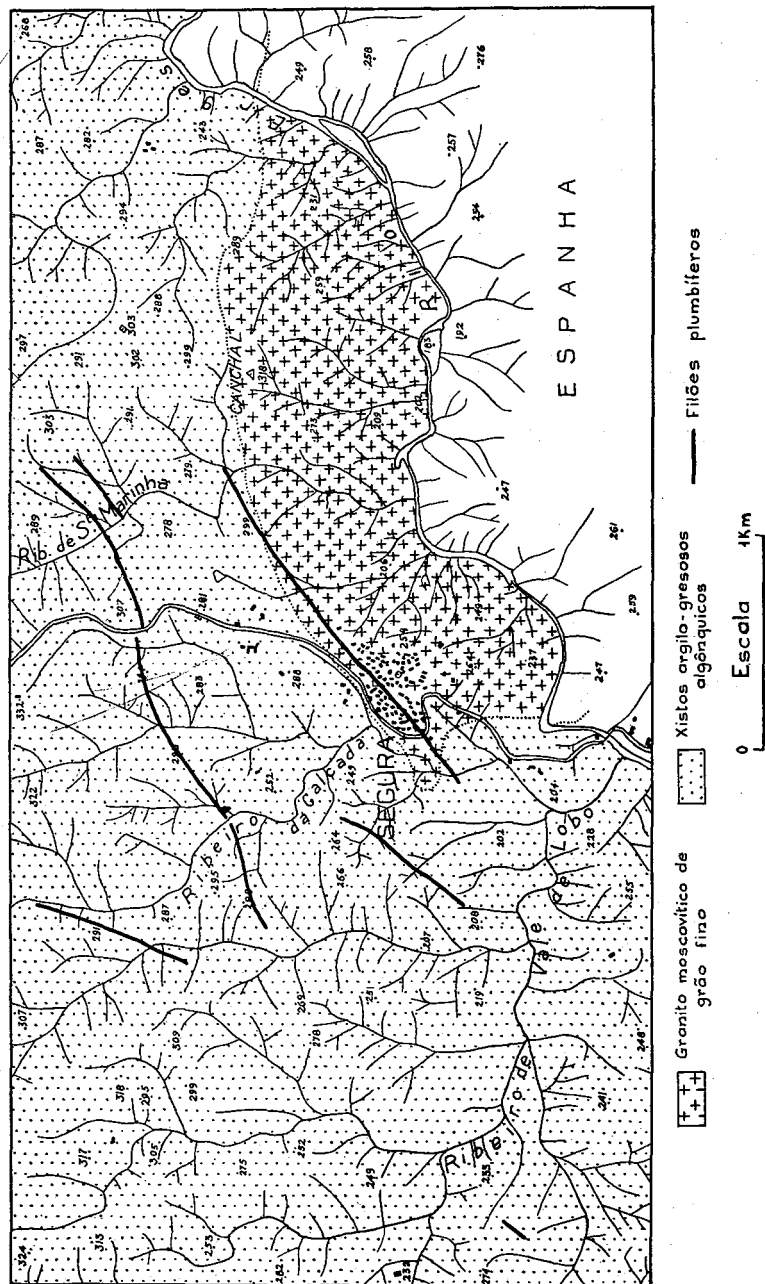


Fig. 10 — Esboço geológico da região de Segura.

para N 25° W; a sua espessura regula entre 0,5 e 1 metro, raramente excedendo este último valor.

Para nascente da estrada internacional encontra-se o último troço do filão do Bouchal do Paulo, rejeitado, em relação ao precedente, umas dezenas de metros para sul. Observa-se no talude daquela estrada e numa e noutra vertente do ribeiro de Santa Marinha, onde existem alguns trabalhos de pesquisa (Est. XI, fig. 1).

Neste troço, o filão orienta-se de S 55° W para N 55° E e inclina até 65° para S 35° E; mostra espessura média de 0,5 metros que, localmente, pode atingir quase 1 metro.

O filão do Bouchal do Paulo está reconhecido ao longo de cerca de 2.500 metros e encontra-se totalmente encaixado nos xistos argilosos, que, na zona mais a leste, passam ao tipo mosqueado. Os xistos argilosos mostram planos de xistosidade orientados entre NW e WNW, que inclinam 70° para o quadrante nordeste nas proximidades do ribeiro da Calçada até a cota 293 e são quase verticais à medida que nos afastamos para leste.

Cerca de 120 a 150 metros a sudeste do troço daquele filão, a leste da estrada internacional, encontra-se outro filão, que designaremos por *filão sul do Bouchal do Paulo*.

Este filão observa-se sobre o caminho de Segura a Salvaterra do Extremo, 75 metros a norte do ribeiro de Santa Marinha. Orienta-se no rumo N 52° E e inclina ligeiramente para o quadrante sudeste; tem espessura bastante irregular que, em média, não deve andar longe de 40 centímetros.

O filão está encaixado nos xistos argilosos mosqueados, que apresentam, aqui, planos de xistosidade verticais orientados WNW.

Tanto este filão, como o troço situado mais a leste do filão do Bouchal do Paulo, encontram-se numa zona cortada por numerosos filões quartzosos mineralizados pela cassiterite. Assim, toda a vertente poente do ribeiro de Santa Marinha, para montante do filão do Bouchal do Paulo, se encontra crivada por pequenas escavações realizadas sobre os filões estaníferos, que mostram direcções e pendores mui variados



Fig. 1 — Pesquisa sobre o filão do Bouchal do Paulo. O filão é ladeado por salbandas argilo-brechóides e, do lado do tecto, a meio metro, observa-se uma pequena falha paralela; o xisto argiloso mosqueado encaixante mostra-se triturado.

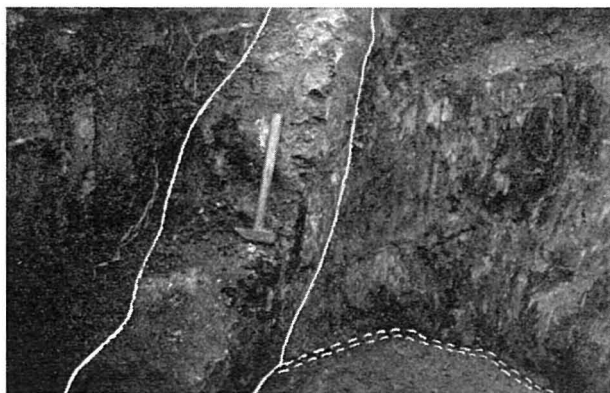


Fig. 2 — Cruzamento do filão do Bouchal do Paulo com um filão sub-horizontal, quartzoso, mineralizado pela cassiterite.

mas que nos pareceram, nesta zona, aproximar-se de condições sub-horizontais.

Numa destas escavações pudemos observar que os filões de barita plumbífera são mais recentes que os quartzosos com cassiterite, porquanto verificámos um cruzamento do filão do Bouchal do Paulo com um de cassiterite em que este era cortado e rejeitado por aquele (Est. XI, fig. 2).

Acerca de 2.500 metros a WSW de Segura encontra-se o *filão de Vale de Lobo* que pudemos examinar numa pequena pesquisa; contudo, este filão foi reconhecido com diversos trabalhos numa extensão de 250 metros (5). É o filão que se encontra mais para o ocidente. Infelizmente, neste ponto, os depósitos de cobertura estão reduzidos a uma película arenosa que não nos permite deduzir das possíveis relações de idade entre estes filões e os grés arcósicos.

A 200 metros a sudeste do ponto de cota 274, o filão de Vale de Lobo está à vista numa pesquisa e em pequenos afloramentos. Orienta-se N 37° E e é praticamente vertical; a espessura, que é bastante irregular, anda à volta de 0,5 metros em média.

Está encaixado nos xistos argilosos, que apresentam planos de xistosidade orientados próximo da direcção W-E, com pendor de 75° a 80° para norte.

600 metros para poente de Segura encontra-se outro filão, que se pode seguir numa extensão de 700 metros: é conhecido por *filão da Tapada Grande* ou *da Raposa* (5). Sobre ele existem numerosos trabalhos de pesquisa, que datam de longe.

Este filão orienta-se no rumo N 40° E, com o pendor de 75° a 80° para S 50° E e mostra espessura média ligeiramente inferior a 1 metro. A rocha encaixante é constituída por xistos argilosos mosqueados que, para a extremidade sudoeste, perdem o carácter metamórfico.

Por último, existe o *filão da Horta da Calçada* (5), que ocorre a sudeste do filão do Bouchal do Paulo e atravessa a povoação de Segura. É o terceiro filão descrito por Carlos Ribeiro (32, pág. 39).

Encontra-se desde o ribeiro da Calçada, que atravessa a

260 metros ao NNW do edifício da Alfândega, até o Ribeiro de Santa Marinha, numa extensão de perto de 1.900 metros, ao longo da qual se distribuem trabalhos superficiais de reconhecimento, ainda que ligeiros, muito numerosos. A direcção média é N 55° E, inclinando até 70° para N 35° W; atinge, por vezes, a espessura de 2 metros.

Sobre o Ribeiro da Calçada, a passagem deste filão é assinalada mais pela existência de uma zona triturada nos xistos argilosos que pela mineralização. 200 metros mais para nordeste, por baixo da estrada internacional, encontra-se bem, definido, encaixado no granito, com a espessura de 1 metro. Aflora, além disso, no talude daquela estrada e no sítio do Castelo, dentro da povoação de Segura. Para nordeste de Segura, a sua passagem foi evidenciada pela abertura de pequenos poços que o mostram encaixado no granito até 100 metros antes do ponto de cota 299, onde penetra nos xistos argilosos mosqueados, dentro dos quais segue até um pouco para lá do ribeiro de Santa Marinha.

Resumindo a pequena descrição que acabamos de fazer dos filões de barita plumbífera de Segura, podemos dizer que estes se orientam entre os rumos NNE e ENE, com pendores que se desviam da vertical até 25° tanto para o quadrante noroeste como sudeste; «armam» indiferentemente nos xistos argilosos e no granito e, em geral, a sua espessura média aproxima-se de 1 metro.

4. ENCHIMENTO FILONIANO.

Morfológicamente, os filões são bem definidos, embora se ramifiquem frequentes vezes; não é raro encontrarem-se pequenas lenticulas com alguns centímetros de espessura que são, regra geral, constituídas unicamente por barita e galena.

O mineral mais abundante é, sem dúvida, a barita, que tanto se apresenta sob a forma de massas cliváveis, como granulares; em qualquer dos casos é isenta de estrôncio. Nos afloramentos, os sais de ferro mancham-na de tons vermelhos-acastanhados, dada a facilidade com que se infiltram nos planos de clivagem; porém, em fracturas recentes e nos trabalhos

subterrâneos mostra-se branca, leitosa, com tendência para translúcida.

Não nos pareceu que a barita assumia um ou outro daqueles aspectos morfológicos indiferentemente, antes estamos convencidos de que existe relação íntima entre a forma sob que se apresenta e a presença ou ausência de quartzo.

Quando o quartzo falta ou existe em diminuta quantidade, a barita mostra-se em massas cliváveis, como acontece no filão de Vale de Lobo, inteiramente constituído por barita, não se notando mesmo a presença de galena. Quando existe algum quartzo encontra-se a barita em agregados testáceos e fibrosos e as massas cliváveis desenvolvem-se pouco; assim sucede nos filões do Bouchal do Paulo e na zona sudoeste do filão da Horta da Calçada. Nos filões em que o quartzo tem o lugar importante, como seja o filão da Fonte de Ferreiros, o filão da Tapada Grande e os troços central e nordeste do filão da Horta da Calçada, a barita mostra-se granular, tornando-se difícil distingui-la à simples vista, em amostras mistas, do quartzo.

O quartzo surge, na verdade, em todos os filões, porém com dois aspectos diferentes, a que correspondem géneses também distintas. Assim, pode-se apresentar em massas finamente granulares, com aspecto sacaróide, e, neste caso, pertence ao enchimento primário do jazigo; é este quartzo que assume papel preponderante na constituição do filão da Fonte de Ferreiros e do filão da Tapada Grande, e que, por vezes se confunde com a barita.

O outro modo de ocorrência estende-se a todos os filões, mesmo aqueles essencialmente quartzosos; é constituído por veios secundários de quartzo leitoso, com tendência para hialino, que cortam indiferentemente o enchimento filoniano, mas manifestam tendência marcada para se disporem paralelamente aos hastiais. O quartzo destes veios, que nunca atingem mais de 2 a 3 centímetros de espessura, apresenta-se sob a forma euédrica, crescendo os cristais dos encontros para a zona central até interferirem.

Na zona central, encaixada no granito, do filão da Horta da Calçada observam-se intensos fenómenos de silicificação

que chegam a originar uma rocha ferruginosa e em tudo semelhante a um quartzito. A substituição da galena pelo quartzo pode ser total: o Eng.º Bacellar Bebiano (5) cita um cristal cúbico de quartzo. Em regra, porém, a substituição dá-se só ao longo dos planos de clivagem, resultando, na zona superficial, pela destruição da galena, formas muito curiosas, que lembram restos da estrutura de polípeiros.

A barita não parece ser substituída pelo quartzo, pois encontram-se nódulos daquele sulfato encerrados em zonas totalmente silicificadas.

Aparecem fenómenos de silicificação idêntica nos outros filões, mas de modo muito esporádico e restrito.

A galena apresenta-se em veios, nódulos e moscas cliváveis, no interior da barita e, mais raramente, do quartzo sacaróide; mostra, regularmente, os planos de clivagem ondulados. O Eng.º Bacellar Bebiano (5) calcula que entra na proporção de 9 % na constituição do enchimento filoniano e que dará, em média, 300 grs./T. de prata.

No filão do Bouchal do Paulo, notámos a presença de blenda em mui diminuta quantidade. Encontrámo-la em pequenas pontuações alongadas, adaptando-se perfeitamente às cavidades resultantes do agregado fibroso da barita, facto que nos faz reputá-la posterior a esta.

A galena foi o primeiro mineral a depositar-se, pois a encontramos encerrada na barita; depois desta, formou-se o quartzo sacaróide, que deve ter principiado a formar-se antes do final da deposição da barita, porquanto aparecem nitidamente associados nos filões em que o quartzo predomina. Os fenómenos de silicificação devem situar-se nesta altura, pois se verifica a sua anterioridade em relação aos veios de quartzo secundário.

O enchimento filoniano mostra textura maciça, a que a disposição da galena, em alinhamentos paralelos aos hastiais, e os veios de quartzo secundário dão, por vezes, aspecto listrado.

Os xistos argilosos encontram-se muito fracturados nas proximidades imediatas dos filões e o granito muito fendido e algumas vezes, transformado numa massa grosseira, caolínica

junto dos encontros. É frequente notar-se a presença de pequenas falhas paralelas aos filões, nas proximidades destes (Est. XI, fig. 1).

Os filões são regularmente acompanhados por salbandas argilosas e brechóides. As brechas são, normalmente, constituídas por fragmentos de xisto encerrados em pasta argilosa, mas verifica-se também a existência de brechas constituídas por fragmentos de xisto embebidos em barita, por exemplo no filão do Bouchal do Paulo. Devemos, portanto, considerar a brechiação anterior ao enchimento filoniano.

5. CONCLUSÕES.

Os factos expostos precedentemente, fazem-nos situar a formação deste jazigo na zona da crosta terrestre sujeita a brechiação, isto é, superficial. Por outro lado, a composição mineralógica, a falta de metamorfismo nos hastiais e a indiferença à natureza da rocha encaixante, permitem-nos considerá-lo independente do granito de Segura e formado a baixa temperatura.

Esta explicação do modo de formação do jazigo já se encontra implícita na descrição de Carlos Ribeiro (32).

Resumindo e seriando os fenómenos que levaram à formação do jazigo de Segura, teremos:

- a) fracturação da região e formação de uma rede de fracturas que se podem agrupar em dois sistemas, um de rumo NNE, outro de rumo ENE, posterior à formação do campo filoniano constituído pelos filões de cassiterite e volframite;
- b) subida de soluções mineralizadoras, de fraca temperatura e pressão, que deram origem aos filões de barita plumbífera;
- c) pequenos movimentos de reajustamento, que provocaram a fissuração do enchimento filoniano, dando lugar a formação de veios de quartzo secundário.

REGIÃO DE SALVATERRA DO EXTREMO

1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA.

Na região imediatamente a noroeste e norte da povoação de Salvaterra do Extremo, existem ocorrências de galena que deram origem a algumas pesquisas mineiras (1). As mais desenvolvidas localizam-se na concessão de Currais d'Arvela, propriedade da *Empresa Mineira de Segura, Lda.*

O caminho de ferro da Beira Baixa passa a grande distância; Salvaterra do Extremo é servida pela estação de Castelo Branco, distante cerca de 62 quilómetros, pela estrada de Escalos de Baixo, Ladoeiro e Zebreira.

2. MORFOLOGIA E GEOLOGIA DA REGIÃO.

Salvaterra do Extremo situa-se em região pouco acidentada, onde somente se destacam o vale do rio Erges e o afloramento granítico em que assenta a povoação.

O planalto desenvolve-se entre as cotas de 300 e 350 metros, enquanto o rio Erges corre, profundamente encaixado, cerca de 100 metros mais abaixo, numa garganta imponente. No afloramento granítico encontram-se as cotas mais elevadas da região, que quase atingem 400 metros.

Os xistos argilosos das Beiras constituem a formação mais desenvolvida. O afloramento granítico não alcança mais de 2 quilómetros, na sua máxima dimensão, em território português. Parece prolongar-se, contudo, em grande extensão do território espanhol.

A formação xistosa é constituída pelos tipos habituais de xistos argilosos finos e xistos argilo-gresosos, com xistosidade sensivelmente vertical e orientada NW-SE.

O granito ocupa área restrita, com contorno grosseira-

(1) Ver *Carta corográfica de Portugal* na escala 1:50.000, folha 25-B, e *Carta militar de Portugal* na escala 1:25.000, folha 283.

mente semicircular, que se distingue facilmente, mesmo a distância, porquanto a topografia aviva-se algum tanto em relação com esta rocha, permitindo assinalar com facilidade o contorno do afloramento.

O granito em questão é uma rocha leucocrata, moscovítica, de grão médio, com ligeira tendência para grosseira.

Macroscopicamente, distinguem-se como constituintes principais feldspato leitoso, quartzo hialino e moscovite; de maneira subordinada, ocorre algum feldspato levemente róseo e, por vezes, observam-se pequenos prismas de turmalina negra, que se tornam mais frequentes na faixa de contacto com os xistos argilosos encaixantes.

Ao microscópio nota-se a presença de ortose maclada segundo a lei de Carlsbad, albite e possivelmente oligoclase. O quartzo apresenta-se muito fracturado e com forte extinção ondulante; a moscovite mostra os planos de clivagem encurvados.

A textura desta rocha é granular.

Este granito encontra-se bastante fracturado e não conseguimos distinguir predominância de quaisquer sistemas de diaclases.

A rocha eruptiva metamorizou os xistos argilosos com um pouco mais de intensidade que a do afloramento de Segura; todavia, a orla metamórfica não vai além de cinco centenas de metros do limite do granito e é essencialmente constituída por xistos argilosos mosqueados. O grau de metamorfismo mais intenso é assinalado pelo maior desenvolvimento de micaxistos, no contacto imediato com o granito.

3. JAZIGO MINERAL.

Na região de Salvaterra encontram-se vários filões mineralizados pela galena. O mais importante parece ser o que deu origem aos trabalhos de pesquisa da concessão de Currais d'Arvela. O facto de estes trabalhos se desenvolverem em profundidade e estarem inundados não nos permitiu levar as observações além das obtidas em pequenas escavações realizadas sobre o afloramento. As principais característi-

cas deste filão foram-nos comunicadas pelo Eng.º Bacellar Bebiano (5).

Quanto aos restantes filões, pareceu-nos que os trabalhos de reconhecimento nunca passaram de pequenas sanjas, abertas sobre os afloramentos, grande parte das quais se encontram, presentemente, obstruídas.

O filão principal de Currais d'Arvela orienta-se na direcção NE-SW, com o pendor de 65° a 70° para NW; mostra espessura variável que, por vezes, atinge 10 metros. Está encaixado nos xistos argilosos.

O enchimento filoniano é constituído por quartzo leitoso, alternando com faixas de argila e xistos decompostos.

Tanto no tecto como no muro, o filão é acompanhado, geralmente, por salbandas argilosas; a do lado do tecto com 0,35 metros e a do lado do muro com 1,5 metros de espessura média.

A galena aparece, sobretudo, em nódulos cliváveis, que podem atingir até 6 centímetros de diâmetro; algumas vezes ocorre, também, em veios.

Em regra, a faixa que contacta com a salbanda do tecto é salpicada por moscas de galena, enquanto que a própria salbanda é isenta daquele sulfureto; pelo contrário, a salbanda do muro é mineralizada por ele.

A galena apresenta baixo teor de prata.

Algumas centenas de metros para sul deste filão, ainda dentro dos xistos argilosos, observámos a existência de dois outros, orientados N 20° E e verticais. Pudemos observá-los em duas pequenas pesquisas; são constituídos por ganga quartzosa com algumas pontuações de pirite de ferro e moscas cliváveis de galena.

O quartzo destes filões é granular, com tendência para finamente granular, de cor leitosa a tender para hialino.

Poucos quilómetros antes de se atingir Salvaterra do Extremo, seguindo pela estrada, encontra-se outro filão, cerca de uma centena de metros a nordeste, no sítio chamado da Barroca das Choças, mais precisamente a 250 metros a norte do Arraial do Vale das Eiras.

Pudemos observar o afloramento deste filão numa sanja

parcialmente entulhada. Verificámos que se orienta no rumo N 80° W, sendo vertical e com espessura de 30 centímetros.

O enchimento é quartzoso, com muitos fragmentos de xisto argiloso intermeados, mineralizado por pequenas moscas de galena e algumas pontuações de pirite de ferro.

Todos os encraves de xisto argiloso, em qualquer dos filões citados, mostram disseminados pequeníssimos cubos de pirite de ferro; em regra, nos afloramentos restam apenas as cavidades.

4. CONCLUSÕES.

Pouco se pode concluir das escassas observações que nos foi dado realizar na região de Salvaterra do Extremo; todavia, verifica-se a existência de um campo filoniano, de ganga essencialmente quartzosa, mineralizado pela galena.

Os filões, embora apresentem vários rumos, orientam-se nos quadrantes NE e SW; são verticais ou possuem forte pendor.

A deposição da galena é anterior à do quartzo. A pirite de ferro depositou-se, segundo cremos, em último lugar, talvez com alguma sobreposição em relação ao quartzo.

O aspecto do enchimento filoniano nos poucos afloramentos que observámos e as indicações colhidas no trabalho do Eng.º Bacellar Bebiano (5), levam-nos a atribuir àquele enchimento textura brechóide e a concluir que se formou na zona da crosta terrestre susceptível de brechiação.

*

* *

Da descrição feita de parte importante dos jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa verifica-se que estes constituem uma sub-província metalogénica, caracterizada pela fraca profundidade e baixa temperatura de formação, localização na zona de brechiação da crosta terrestre, estreita dependência

de uma tectónica de estilo epirogénico e independência em relação às formações graníticas conhecidas.

Estes jazigos apresentam algumas variações morfológicas que, porém, não são suficientes para quebrar a homogeneidade do conjunto, pois são, unicamente, consequência do tipo de fracturação da zona onde se alojou a mineralização e, portanto, da natureza da rocha.

Assim, verificou-se que existem filões, bem definidos, encaixados quer no granito quer nos xistos argilosos das Beiras (Segura, Pinheiro), enquanto o tipo morfológico *stockwerk* só se define nesta última formação (Ceife, Cebola, Almaceda). Nos granitos pode verificar-se a existência de uma fractura principal, acompanhada de pequenas fracturas subsidiárias, que definem uma faixa mineralizada (Palvarinho e região a nascente de Castelo Branco). Contudo, as fendas secundárias são sempre paralelas à fenda principal e nunca se define, no granito, o tipo *stockwerk*.

Esta variação morfológica é consequência evidente da natureza da rocha. A fracturação, que permitiu a ascensão da mineralização, deu-se sempre mais ou menos perpendicularmente à xistosidade, facto que facilitou, em geral, uma fracturação mais intensa que, em alguns pontos, permitiu a formação de jazigos do tipo *stockwerk* dentro dos xistos argilosos. Sendo o granito, pelo contrário, uma rocha maciça, compreende-se que tenha oferecido maior resistência e, para uma acção de igual intensidade, se apresente menos fracturado e com maior regularidade que os xistos argilosos.

Os jazigos orientam-se entre as direcções N-S e E-W; existe uma excepção conhecida, constituída pelo filão de Meãs, que se desvia para NNW. Este facto não implica origem nem modo de formação diferente.

O filão de Meãs encosta-se ao afloramento ordoviciano de Unhais-o-Velho; a fractura que ocupa pertence ao conjunto de acidentes que marginam os afloramentos ordovicianos e jogaram quando da fracturação de direcção geral à volta de N-S.

O desvio de direcção que se verifica neste jazigo é, pois, resultado da heterogeneidade geológica.

Comparando a constituição da mineralização dos diversos jazigos nota-se que, enquanto a galena mostrou preferência pelas fracturas de orientação mais próxima da direcção E-W, a blenda mineralizou as fracturas com orientação à volta de N-S.

Assim, vimos que em Segura, Currais d'Arvela (Salvaterra do Extremo), São Miguel d'Ache, Palvarinho, Ceife, Cebola e região a nascente de Castelo Branco os jazigos são plumbíferos e orientam-se entre os rumos NE e E, enquanto os jazigos zincíferos de Ceiroco, Meãs, falhas das Minas da Panasqueira, Almaceda e Pinheiro apresentam rumos entre N e NE.

A galena parece ser, em regra, pouco argentífera.

Devemos, ainda, notar que, se existem jazigos unicamente plumbíferos, os zincíferos são zincífero-plumbíferos; só o jazigo de Almaceda se pode considerar, praticamente, apenas zincífero.

Esta distribuição da galena e da blenda, bem como o que expusemos na primeira parte deste trabalho sobre a actuação da tectónica alpina, leva-nos a admitir certa anterioridade da mineralização de chumbo em relação à de zinco.

Assim, admitimos que após a fracturação de direcção bética se deve ter verificado a mineralização plumbífera, que se alojou nas fracturas com aquela direcção. Quando, posteriormente, se deu a fracturação de orientação próxima de N-S, ainda continuou a mineralização plumbífera mas, na sua fase final e prestes a dar lugar à mineralização zincífera.

Parece ser esta a conclusão lógica, uma vez que o exame dos enchimentos filonianos não permite admitir a anterioridade da mineralização em relação aos movimentos epirogénicos com que se ligam aqueles sistemas de fracturas.

Quere isto dizer que somos levados a admitir a origem alpina da mineralização de chumbo e zinco da Beira Baixa.

A natureza e textura dos enchimentos filonianos dos jazigos permite classificá-los como epitermais, segundo Lindgren (24, págs. 212 e 444) e Raguin (31, págs. 117 e 537) ou como leptotermiais, segundo a classificação adoptada

no *XVIII Congresso Internacional de Geologia*, realizado em Londres (51, pág. 15).

Na realidade, as divergências são grandes quanto à classificação destes tipos de jazigos, cujas relações magmáticas são totalmente ignoradas; parece-nos melhor seguir o critério de Bateman e concluir simplesmente que se trata de jazigos formados pelo enchimento de fendas e brechas tectónicas (3, págs. 364, 365 e 529), com caracteres que indicam formação a baixa temperatura, na zona epicrustal, sem relações conhecidas com quaisquer intrusões graníticas.

CONCLUSÕES GERAIS

A região da Beira Baixa está integrada num maciço consolidado desde o fim do Paleozóico. A erosão devia ter arrasado em grande parte as montanhas hercínicas quando começaram a depositar-se, no fim dos tempos mesozóicos, as formações continentais de cobertura, cujos testemunhos se conservaram até hoje.

Considerámos os *grés arcósicos do Chiqueiro* ou *grés consolidados* como a mais antiga destas formações, provavelmente contemporânea dos *grés do Buçaco*, datando, talvez, do Turoniano superior, e supusemos os *grés arcósicos da Beira Baixa* mais recentes, podendo representar o Eocénico.

É difícil conjecturar sobre a extensão que os primeiros possam ter tido; os últimos cobriram, certamente, grande parte da Beira Baixa.

Quando a convulsão alpina atingiu o nosso País encontrou um maciço fortemente consolidado, que reagiu quebrando-se em blocos que se movimentaram, numa primeira fase, ao longo de fracturas de orientação média à volta de ENE-WSW.

Iniciou-se, então, um período de rejuvenescimento do relevo. Contudo, não podemos precisar quais os depósitos que se relacionam com esta fase epirogénica. É possível que em parte tenham sido destruídos pela erosão e em parte se confundam dentro dos depósitos grosseiros posteriores aos grés arcósicos da Beira Baixa.

Esta primeira actuação epirogénica teria correspondido às últimas fases meso-alpinas.

As compressões devidas às fases neo-alpinas originaram novo sistema de fracturas, estas de direcção próxima de N-S, e devem ter feito ressoar velhas falhas hercínicas, marginais dos afloramentos ordovicianos.

Em consequência destes movimentos e da erosão diferencial individualizaram-se as cristas quartzíticas. Os depósitos grosseiros de sopé que encontramos, bem caracterizados, na região de Sarzedas e de Alcafozes, formaram-se a expensas destas cristas e devem, por sua vez, ter fornecido grande parte do material que constituiu os depósitos de terraço.

Foi nas fracturas provocadas pela orogenia alpina que se alojou a mineralização de chumbo e zinco tão disseminada na Beira Baixa. Enquanto a de chumbo surge mais relacionada com a fase meso-alpina, a de zinco parece ter-se ocasionado somente na fase neo-alpina.

Esta mineralização constituiu jazigos de carácter epitermal, portanto formados próximo da superfície, de que são desconhecidas quaisquer relações directas com intrusões magmáticas.

A uniformidade de características que oferecem os jazigos permite definir uma sub-província metalogénica alpina para o chumbo e para o zinco que, com a sub-província, do mesmo tipo, do urânio (10) constitui uma província metalogénica alpina, bem distinta da província hercínica de jazigos de cassiterite e volframite.

A província metalogénica alpina (do urânio, do chumbo e do zinco) caracteriza-se pela dependência de uma tectónica de estilo epirogénico e formação a baixa temperatura, próximo da superfície.

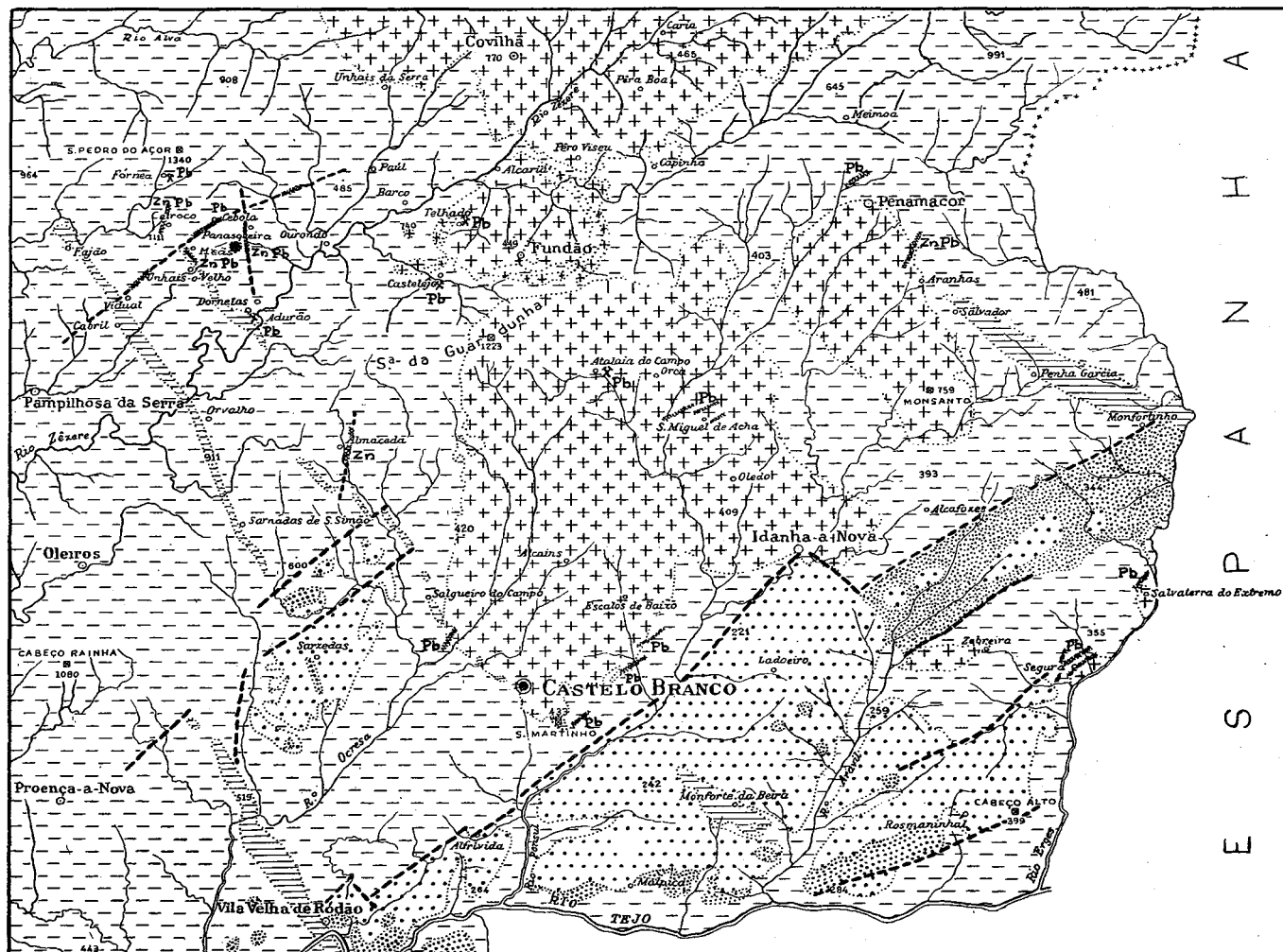
A idade alpina destes jazigos está de acordo com a opinião de Harrison Schmitt (39 e 40), que considera jazigos *epitermais* como sinónimo de jazigos *terciários*.

Várias são as géneses atribuídas a este tipo de jazigos (39, pág. 194); se para os jazigos de urânio poderíamos supor uma formação por secreção lateral, por «lixiviação» dos granitos encaixantes, o mesmo não sucede para os de chumbo e zinco.

ESBOÇO GEOLÓGICO DA BEIRA BAIXA E LOCALIZAÇÃO DOS JAZIGOS DE CHUMBO E DE ZINCO

ESCALA

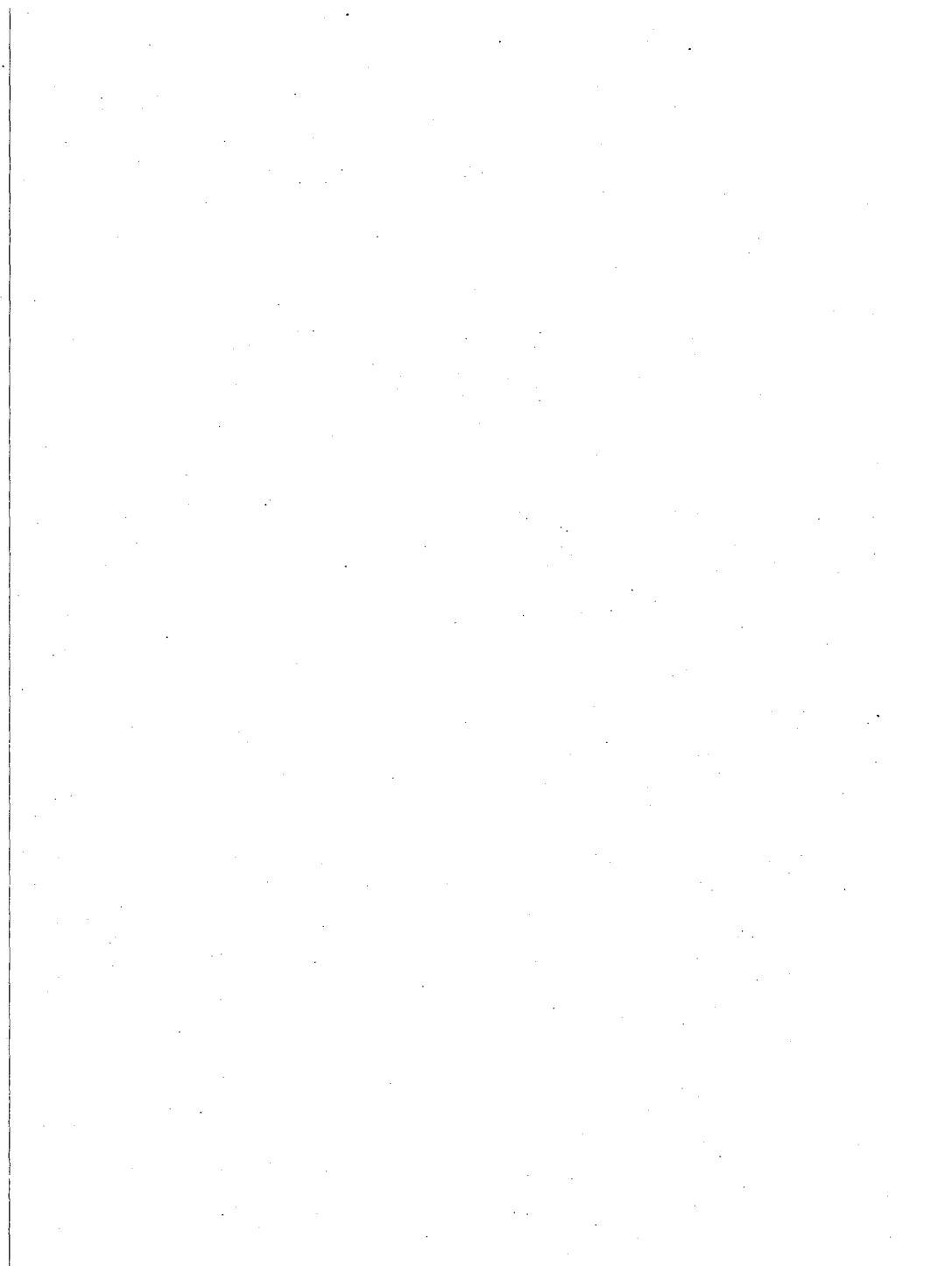
0 10 20 km



J. VINAGRE

LEGENDA

PLIO-PLEISTOCÉNICO		Depósitos grosseiros de sopé, terraço e outros	-----	Falhas e alinhamentos tectónicos
EOCÉNICO ?		Grés arcóscios da Beira Baixa	~~~~~	Jazigos de chumbo e de zinco
CRETÁCICO SUP. ?		Grés arcóscios consolidados	✱	Jazigos de chumbo e de zinco de que s desconhece a orientação
ORDOVICIANO		Quartzitos, xistos argilosos e grés	Pb	Galena
ALGÔNQUICO		Xistos argilosos das Beiras	Zn	Blenda
		Granitos		



Dadas as relações que parecem existir entre filões dole-
ríticos de idade provávelmente terciária e os filões uraní-
feros (2 e 10) e, talvez com os filões de galena e blenda
(32, pág. 10), parece-nos admissível que estejam relacio-
nados com um magma básico e que tenham intervindo na
sua formação emanções vulcânicas absorvidas pelas águas
meteóricas.

Se a pequena profundidade que estes jazigos parecem
alcançar (Urgeirica 260 metros, Ceife 100 metros) pode cons-
tituir uma confirmação daquela origem, bem como a presença
de basaltos olivínicos em Massueime, devemos, contudo, reco-
nhecer quanto de obscuro existe ainda sobre a gênese deste
tipo de mineralização.

No esboço geológico da Beira Baixa, que juntamos a
este trabalho, localizámos a posição dos jazigos de chumbo e
zinco citados. Embora a tectónica daquela província esteja
apenas esboçada, permite-nos já verificar como as diferentes
ocorrências de galena e blenda se apresentam na dependência
de alinhamentos tectónicos e falhas alpinas reconhecidas.

A preocupação que se tem notado, de pesquisar os
jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa em profundidade
e, principalmente, fora dos afloramentos graníticos, reve-
la-se, pois, errónea à luz dos dados que coligimos para o
seu modo de formação. Estamos em crer que parte impor-
tante das decepções registadas se deve àquela maneira de
proceder.

Uma vez que se comprova uma idade de formação muito
posterior às granitizações, tem de pôr-se de lado a ideia de
que a proximidade do granito é um indicativo de pobreza.
As possibilidades de se localizarem jazigos no granito ou nos
xistos argilosos têm de se supor idênticas; pode-se, contudo,
esperar que, dentro da rocha eruptiva, se apresentem com
morfologia mais simples que na rocha argilosa, visto o dife-
rente comportamento em relação à fracturação.

Nada impede que se venham a referenciar jazigos nos
grés arcósicos. Nesta hipótese, deve esperar-se um tipo mor-

fológico diferente: impregnação dos grés em consequência da sua falta de coerência.

A dependência estrita que a mineralização em referência apresenta em relação à tectónica alpina, impõe que qualquer prospecção em conjunto da Beira Baixa para chumbo e zinco se inicie por um estudo tectónico cuidado da região, que permita localizar as zonas de fractura daquela idade, pois serão essas as que se apresentarão naturalmente mineralizadas.

O carácter epitermal dos jazigos indica que a prospecção deve ser realizada em extensão lateral e que nunca se deve contar com um desenvolvimento grande em profundidade.

Minas da Panasqueira, Janeiro de 1951.

SUMMARY

GEOLOGY AND ORE DEPOSITS OF LEAD AND ZINC OF BEIRA BAIXA

Beira Baixa is integrated in a massif consolidated since the end of the Palaeozoic: Hesperic Massif. The stratigraphic series represented is very incomplete.

In the base, the Pre-Cambrian is represented by marine formations not metamorphic (slates, graywackes, quartzites), which are attributed to the Algonkian. Over these formations are settled small discordants outcrops of ordovician formations, also of marine sediments, followed by a large gap which extends to the rest of the Palaeozoic and, probably, almost the whole of the Mesozoic.

In the lapse of time taken by this gap, hercynian movements took place, this action being seen by the redging NW-SE of the ordovician outcrops and by the schistosity also near NW-SE of the algonkian formations.

The granite of the region is related with this orogeny.

Over the ancient massif are settled diverse formations of continental sediments, much more recent, whose age is difficult to ascertain because up till now fossils have not been found. These covering formations consist of arkoses, sheet-floods, terraces, etc., which are thought to date from the Upper Turonian or Senonian to the Holocene, with various gaps; a more generalised opinion attributes the eocene age to the arkoses of Beira Baixa, and the pliocene age to the sheet-floods.

The alpine orogeny reached the region of Beira Baixa

after the deposition of the arkose deposits, possibly in the meso-alpine phases there originated a system of fractures of a position near ENE-WSW which divid the region into a series of fault blocks. Later during the neo-alpine phases, the effects of the alpine orogeny are felt again with intensity, and produce another system of fractures, localised near N-S.

Along the length of the alpine fractures of these two systems numerous occurrences of lead and zinc were lodged which, upon examination, proves the posteriority of mineralization in relation to the phases of fracturation.

The mineralization of the ore deposits consist essentially of galena, blende, barite, quartz and carbonates (ankerite, dolomite and calcite).

The galena is in all of these foremost to the blende and the quartz can occur in more than one phase.

The ore deposits of lead and zinc occur in the form of veins, well defined and clear, and in the form of stockworks or, rather, constitute pockets dispersed within the fault spaces.

The vein filling presents currently zonal, drusy and sometimes coloform textures. The presence of breccia is common.

The ore deposits localised in fractures of system ENE-WSW are plumbiferous; when blende occurs here it is a curiosity. Ore deposits localised in system N-S are essentially zinciferous; the galena, although present, is in small quantity and above all rises in higher levels.

It is therefore admitted that after the meso-alpine fracturation of ENE-WSW direction, the plumbiferous mineralization should have been verified, which lodged in the fractures in that direction. When, posteriorly, the neo-alpine fracturation occurred, in a position near N-S, the plumbiferous mineralization still continued, but in its final phase, and giving way to zinciferous mineralization.

The ore deposits of lead and zinc of Beira Baixa should be considered epithermal and alpine ore deposits by the nature of the content, texture, formation in low temperature, epicrustal localisation and subject to an alpine tectonic of epirogenic style.

BIBLIOGRAFIA

1. ASSUNÇÃO, C. F. Tôrre de, *Sobre uma intrusão dolerítica no Antracólítico do Baixo-Alentejo*. Bol. da Soc. Port. de Ciên. Nat., vol. II, 2.^a série (vol. XVII), págs. 66 a 74, Lisboa 1949.
2. ASSUNÇÃO, C. F. Tôrre de, e BRAK-LAMY, J., *Acerca dos filões doleríticos relacionados com os jazigos uraníferos portugueses*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. VIII, fasc. III, Porto 1950.
3. BATEMAN, Alan M., *Economic Mineral Deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York 1942.
4. BEBIANO, J. Bacellar, *Minas de Perovizeu (Estudo Geológico)*. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa 1940.
5. BEBIANO, J. Bacellar, *As Minas da Empresa Mineira de Segura, L.da (Relatório)*. Setembro de 1944 com actualização de alguns dados em Maio de 1947. Não publicado.
6. BIROT, Pierre, *Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. IV, págs. 131 a 142, Porto 1944.
7. BIROT, P. et JÉRÉMINE, E., *Recherches sur le comportement de l'érosion différentielle dans les roches granitiques de Corse*. Résumés des Communications, Congrès Intern. de Géographie, pág. 48, Lisbonne 1949.
8. BRAK-LAMY, J. *A composição química do dolerito pigeonítico da Derroca (Odemira)*. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. de Lisboa, 5.^a série, n.º 17, págs. 11 a 18, Lisboa 1949.
9. CABRAL, Fred. A. de Vasconcellos Pereira, *Traces d'actions glaciaires dans la Serra d'Estrella*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. I, págs. 189 a 210, Lisboa 1885-87.
10. CERVEIRA, Alberto, *Sobre a metalogenia do urânio em Portugal*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. VIII, fasc. III, Porto 1950.

11. COSTA, J. Carrington da, *O Paleozóico Português (Síntese e Crítica)*. Porto 1931.
12. COSTA, J. Carrington da, *Breves considerações sobre os terrenos agnozóticos*. Anais de Ciênc. Nat., 2.^a série, 1.^o vol. fasc. I, Braga 1946.
13. COSTA, J. Carrington da, *Tectonique du Portugal*. Comm. au XVIII Congrès Intern. de Géologie, London 1948.
14. COSTA, J. Carrington da, *Lições de Ciências Geológicas*. Porto 1950.
15. DELGADO, J. F. Nery, *Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. VI, págs. 56 a 122, Lisboa 1904-07.
16. DELGADO, J. F. Nery, *Système Silurique du Portugal*. Mem. Serv. Geol. de Portugal, Lisbonne 1908.
17. FLEURY, Ernest, *Les plissements hercyniens en Portugal*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XIII, págs. 65 a 83, Lisboa 1919-22.
18. FLEURY, Ernest, *Lições de Geologia no Instituto Superior Técnico*. Não publicadas.
19. GIGNOUX, Maurice, *Géologie stratigraphique*. 3ème édition, Masson & Cie., Paris 1943.
20. HARKER, Alfred, *Metamorphism (A Study of the transformations of rock-masses)*. E. P. Dutton & Co., Inc., New York.
21. JESUS, Amílcar Mário de, *Minerais de Portugal Continental*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XVI, págs. 51 a 152, Lisboa 1930.
22. JESUS, Amílcar Mário de, *Uma albite da região de Idanha-a-Nova*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XVII, págs. 129 a 135, Lisboa 1931.
23. JESUS, Amílcar Mário de, *Pegmatites mangano-litíníferas da região de Mangualde*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XIX, págs. 65 a 210, Lisboa 1933.
24. LINDGREN, Waldemar, *Mineral Deposits*. 4 th edition, McGraw-Hill Book Co., New York 1933.
25. MEDEIROS, Artur Cândido de, *Contribuição para o estudo do Paleozóico da margem direita do Douro (Região da Varziela), Gondomar*. Est., Not. e Trab. do Serv. Fom. Min., vol. I, págs. 39 a 61, Porto 1945.
26. MONTEIRO, Severiano e BARATA, João Augusto, *Catálogo descritivo da Secção de Minas — Grupo I e II da Exposição Nacional das Indústrias Fabris*. Lisboa 1889.
27. NEIVA, J. M. Coteló, *Considerações sobre o quimismo dos xistos do Alto-Douro*. Congr. Assoc. Port. Progr. Ciênc., Porto 1942.
28. PEREIRA, Judite dos Santos, *Dois sienitos alcalinos portugueses*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXVIII, págs. 133 a 140, Lisboa, 1947.
29. PEREIRA, Judite dos Santos, *Rochas porfiríticas que afloram em Juncais (Fornos de Algodres)*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXVIII, págs. 197 a 204, Lisboa 1947.

30. PEREIRA, Judite dos Santos, *Ocorrência de sienitos epidotíferos em Portugal*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXIX, págs. 251 a 258, Lisboa 1949.
31. RAGUIN, E., *Géologie des Gites minéraux*. 2^{ème} édition, Masson & Cie., Paris 1949.
32. RIBEIRO, Carlos, *Memórias sobre as minas de chumbo de S. Miguel à Ache e Segura no concelho de Idanha a Nova*. Lisboa 1859.
33. RIBEIRO, Orlando, *Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central, entre Sobreira Formosa e a Fronteira*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. I, págs. 123 a 145, Porto 1942.
34. RIBEIRO, Orlando, *Evolução da falha do Ponsul*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXIV, págs. 109 a 123, Lisboa 1943.
35. RIBEIRO, Orlando, *Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Rodão*. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. do Porto, n.º XXXII, 2.^a série, Porto 1943.
36. RIBEIRO, Orlando, *Portugal, o Mediterrâneo e o Atlântico (Estudo Geográfico)*. Coimbra Editora, Lda., 1945.
37. RIBEIRO, Orlando, *Le Portugal Central (Livret-guide de l'excursion C)*. Congrès Intern. de Géographie, Lisbonne 1949.
- 37a. RIBEIRO, Orlando, *O fosso do médio Zêzere*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXX, págs. 79 a 85, Lisboa 1949.
38. SAMPELAYO, Primitivo Hernandez, *Nota acerca de la geologia de Portugal*. Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España, Año 1941, n.º 8, págs. 203 e 204, Madrid 1941.
39. SCHMITT, Harrison, *Origin of the «Epithermal» Deposits*. Econ Geol., vol. 45, págs. 191 a 200, 1950.
40. SCHMITT, Harrison, *The Genetic Classification of the Rock Hypogene Mineral Deposits*. Econ. Geol., vol. 45, págs. 671 a 680, 1950.
41. SOUSA, Mendes de, *Notas sobre a Geologia e a Mineralização das minas do Massueime*. Técnica, n.º 145, págs. 743 a 755, Lisboa 1944.
42. TEIXEIRA, Carlos, *Os movimentos Hercínicos na Tectónica Portuguesa*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. I, págs. 101 a 115, Porto 1942.
43. TEIXEIRA, Carlos, *O Paleozóico Ibérico e os movimentos Caledónicos e Hercínicos*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. III, págs. 17 a 47, Porto 1943.
44. TEIXEIRA, Carlos, *Alguns aspectos da geologia dos granitos do norte de Portugal*. Publ. Soc. Geol. de Portugal, Porto 1945.
45. TEIXEIRA, Carlos, *O Antracólítico continental português (Estratigrafia-Tectónica)*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. V, págs. 1 a 139, Porto 1946.
46. TEIXEIRA, Carlos, *Flora mesozóica portuguesa*, II parte. Mem. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa 1950.

47. TEIXEIRA, C., NEIVA, J. M. Coteló, e CERVEIRA, A., *Esboço geológico da região de Queiriga*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. I, págs. 179 a 190, Porto 1942.
48. THADEU, Décio, *A Cordilheira Central entre as serras da Guardunha e de São Pedro do Açor*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. VIII, págs. 7 a 20, Porto 1949.
49. THADEU, Décio, *Calimenídeos portugueses*. Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. VIII, págs. 129 a 134, Porto 1949.
50. THADEU, Décio, *Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. XXXII, Lisboa 1951.
51. XVIII Intern. Geol. Congress, *The geology, paragenesis, and reserves of the ores of lead and zinc*. London 1950.