

MINISTÉRIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA

DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 11 (NOVA SÉRIE)

CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECI-
MENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO
ENTRE PORTEL E FICALHO
(ALENTEJO)

por

ANTÓNIO DE BARROS E CARVALHOSA

LISBOA

1965

C D U 55 (469) (05)

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

MEMÓRIA N.º 11 (NOVA SÉRIE)

CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECI-
MENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO
ENTRE PORTEL E FICALHO
(ALENTEJO)

MINISTÉRIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA

DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 11 (NOVA SÉRIE)

CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECI-
MENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO
ENTRE PORTEL E FICALHO
(ALENTEJO)

por

ANTÓNIO DE BARROS E CARVALHOSA

LISBOA

1965

PREÂMBULO

Desde alguns anos que efectuamos trabalhos de reconhecimento geológico no Baixo Alentejo, particularmente na área entre Portel e Vila Verde de Ficalho, no intuito de realizar a cartografia geológica da região, dentro do plano que está a ser executado pelos Serviços Geológicos de Portugal. Resultou, deste modo, a possibilidade de reunir material abundante e de grande interesse para o estudo petrográfico e geológico da região.

Deve-se ao Prof. Doutor Carlos Teixeira, que desde o início nos acompanhou e encorajou, a sugestão para que fosse elaborado um trabalho de conjunto, baseado nos elementos e conhecimentos existentes. Vai, para o nosso Mestre de sempre, a mais sincera gratidão. A sua generosa colaboração e os seus notáveis ensinamentos foram-nos indispensáveis.

Ao Prof. Doutor Torre de Assunção, o nosso reconhecimento pela forma como nos soube inculcar, desde os bancos da Faculdade, o gosto pela petrografia e pelas suas oportunas observações na revisão deste trabalho.

O Instituto de Alta Cultura é credor da nossa gratidão, por nos ter dado auxílio para a realização de alguns estudos preliminares.

A Fundação Calouste Gulbenkian, a quem a cultura portuguesa tanto deve, permitiu a concretização das nossas aspirações, subsidiando a nossa estadia em Madrid, onde foi elaborada grande parte do estudo e do texto agora apresentados. Para a Fundação e para a figura, que ela perpétua, vai a nossa grata homenagem.

O Prof. D. Manuel Alia Medina, que tão cavalheirescamente nos acolheu na Faculdade de Ciências de Madrid, proporcionou-nos preciosos ensinamentos e ideias, sobre a tectónica da região estudada, em especial a da zona espanhola confinante com a nossa. Para ele vai o nosso testemunho de inesquecível reconhecimento.

É com o maior prazer que dirigimos o nosso agradecimento ao Prof. Fuster-Casas, que teve a gentileza de rever o estudo das lâminas delgadas e de facilitar-nos numerosos esclarecimentos, sobre a petrografia das amostras.

Ainda, no país vizinho, tivemos a grata satisfação de trabalhar, em estreita camaradagem e amizade, com os assistentes da cadeira de Geodinâmica Interna, que estavam procedendo a trabalhos geológicos na região espanhola fronteiriça da nossa área.

Para o Director-Geral de Minas e Serviços Geológicos, Eng.º Fernando Soares Carneiro, e para o Chefe dos Serviços Geológicos, Eng.º Fernando Moitinho de Almeida, vai a nossa gratidão pelas facilidades concedidas. Fica-se-lhes devendo, também, a publicação da presente memória.

As fotomicrografias foram amavelmente efectuadas pelo Doutor Carlos Romariz, no Centro de Estudos Geológicos, da Faculdade de Ciências de Lisboa.

As análises químicas das rochas foram executadas no laboratório do Fomento Mineiro, em Lisboa, por Manuel Trabucho. Uma das análises foi efectuada no Laboratório de Técnicas Físico-Químicas aplicada à Mineralogia e à Petrologia, da Junta de Investigações do Ultramar, pelo Dr. A. Lopes Vieira.

O colector A. Leandro, dos Serviços Geológicos, foi um excelente auxiliar, sempre entusiasta e dedicado, nos trabalhos de campo. Realizou, também, com esmero, os desenhos das cartas que acompanham esta memória.

Para todos os que, de qualquer modo, nos prestaram a sua ajuda ou o seu conselho, o nosso profundo reconhecimento.

GEOMORFOLOGIA

Do ponto de vista geomorfológico a área estudada é constituída por uma grande planície, donde se erguem alguns relevos residuais e, talvez, tectónicos.

O elemento fundamental é representado pela extensa zona aplanada, com altitude média de 200 m, pertencente à peneplanície do Baixo Alentejo que se estende, para oeste, até a bacia do Sado e, para leste, muito para lá da fronteira. O limite norte encontra-se, em grande parte, dentro da região, formando o flanco sul da serra de Portel (linha Alvito-Vidigueira-Moura). A zona aplanada antes referida liga-se do lado da Amareleja e da Granja, por intermédio da superfície de Mourão (180 m), à peneplanície do Alto Alentejo.

A grande planície desce, suavemente, para sul, até o vale do Odearça subindo, depois, para ir ligar-se à planície de Beja (200-300 m). Do lado de Moura, desce em direcção ao vale do Guadiana, situa-se, todavia, a mais de 200 m de altitude, para lá duma linha que passa, aproximadamente, por Serpa, Pias e Moura. Parece tratar-se duma superfície de erosão continental, resultante de aplanações sucessivas que tiveram lugar, provavelmente, desde o Paleogénico.

São vários os autores que se ocuparam do estudo dos processos de formação desta superfície. H. LAUTENSACH (1932 e 1937) considerou-a como superfície de desnudação, fortemente dissecada nas proximidades do Guadiana e dos seus afluentes principais. G. ZBYSZEWSKI (1939) inclina-se para a existência duma superfície de abrasão marinha, em que se depositaram sedimentos de fácies marinha e depois, em seguida à emersão, depósitos de cobertura de origem continental, pliocénicos. Posteriormente, O. RIBEIRO (1940) apresenta argumentos que o levam a considerar insuficiente a base sobre que repousa esta hipótese. P. BIROT e M. FEIO (1948) chegam à conclusão de que as peneplanícies do Alto e Baixo Alentejo são superfícies de erosão, cortadas por fracturas. Foi, sem dúvida, este último autor quem maior contributo trouxe para o conhecimento do relevo do Baixo Alentejo (M. FEIO, 1946, 1949-a, 1949-b e 1951). No que se refere à peneplanície alentejana, entende ser argumento importante contra a formação desta pela abrasão marinha, a ausência de depósitos marinhos na planície, à excepção do bordo da bacia do Sado; atribui-lhe, por isso, origem poligénica.

A planície alentejana é atravessada por vários cursos de água, mais ou menos encaixados devido ao abaixamento do nível de base geral durante o Quarternário; numerosos terraços assinalam as fases interglaciárias. O encaixe dos ribeiros, nas proximidades do Guadiana e dos afluentes principais, processa-se com grande rapidez e intensidade.

Este rio, o terceiro da Península, corre, na região estudada, com direcção geral N-S e com declive pouco acentuado (a altitude baixa de 90 m para 50 m numa distância de 26 km). Deu origem a quatro níveis de terraços, correspondentes, provavelmente, aos quatro níveis clássicos do Quaternário. Como diz MARIANO FEIO (1946), o Guadiana «transpõe o degrau de falha (Moura-Vidigueira), que separa o Alto do Baixo Alentejo, sem alteração sensível do declive, embora siga o acidente tectónico durante alguns quilómetros, afastando-se, assim, acidentalmente da direcção geral, para correr na pequena bacia miocénica de Moura, paralelamente à falha. Aqui o rio segue um vale menos profundo, entre extensos níveis de terraços que o dominam de uma e outra margem, alcançando a base do xisto e talhando nela o seu leito. Retomando a direcção N-S, o Guadiana encaixa-se em extensa área de xistos arcaicos, onde escava um vale muito apertado, de vertentes muito abruptas, com um vigor e juventude de estranhar na secção final de um rio de planície.»

Alguns cursos de água instalaram-se ao longo de zonas de esmagamento e de fractura. Assim, os vales da ribeira de Odearça, do barranco do Vale da Serra, de parte da ribeira de Marmelar e dum troço do Guadiana, de orientação geral E-W e atravessando o maciço de Pedrógão, são vales de fractura. A ribeira de Odearça, a partir do Adernal, corre paralelamente a uma faixa de rochas miloníticas, de orientação geral NNW-SSE, chegando a sobrepor-se-lhes, a jusante, assim como o pequeno troço do Guadiana que está no seguimento. O barranco do Vale da Serra, com um curso de água rectilíneo, liga-se ao troço situado a jusante da ribeira de Marmelar, conservando a mesma direcção até lançar-se no Guadiana.

Vários relevos se destacam da planície, sendo uns residuais e outros provavelmente tectónicos. Nos primeiros incluem-se as pequenas elevações da Mesquita (292 m) e da Atalaia Gorda (272 m) de natureza calcário-quartzítica, «guardas avançadas» dos relevos que, mais a leste, se distribuem em três alinhamentos principais constituindo o que, genericamente, se designa por Serra de Ficalho.

Dos relevos a que se atribui origem tectónica, podem considerar-se, dentro da área estudada, a Serra de Portel e, pelo menos, a Serra de Ficalho propriamente dita. A primeira foi alvo de estudo pormenorizado por parte de M. FEIO (1949). Este autor considerou-a como um grande patamar («horst»), de orientação geral E-W, erguendo-se, bruscamente, da planura e separando, a norte da região estudada, as superfícies do Alto e Baixo Alentejo.

Observando a carta geológica verifica-se a existência duma descontinuidade, separando as formações cristalofílicas dos depósitos terciários, onde o relevo se eleva 150-200 m acima da peneplanície. Alguns autores vêem neste limite uma escarpa de falha talhada nos xistos cristalinos. Este «acidente» parece continuar-se para um e outro lado da escarpa principal. O prolongamento oriental parece seguir-se durante cerca de 10 km ao longo do Ardila, enquanto que o prolongamento ocidental se estende, pela Vidigueira, até Vila de Alva.

Os depósitos de tipo «ranã» existentes no sopé da escarpa têm importância para a determinação da idade desta.

A serra de Ficalho, no sentido geral, compreende várias elevações: serra da Preguiça, serra do Álamo, serra da Adiça, serra de Ficalho, etc. Estes relevos são de natureza residual, na opinião de M. FEIO (1951). No entanto, a serra de Ficalho é acompanhada de acidentes tectónicos que podem ter contribuído para a formação dela. A erosão veio pôr a descoberto um relevo tectónico antigo.

As rochas representadas na região cartografada são muito variadas, como se pode ver pela legenda do mapa. O comportamento delas em face da erosão é muito diferente. As rochas mais duras, como os quartzitos, embora pouco espessos, dão, de maneira geral, cristas salientes. Outras rochas, como os calcários e os xistos, quando

siliciosos ou interstratificados com os quartzitos, podem, igualmente, originar relevos importantes, tais são os da Mesquita, Atalaia Gorda, Adiça e Preguiça.

Os xistos, impermeáveis e pouco resistentes à erosão linear, dão origem a uma rede de drenagem com vales abruptos e linhas de água encaixadas.

As rochas verdes são brandas e alteram-se facilmente; encontram-se, quase sempre, situadas em terrenos baixos, onde se instalaram, normalmente, linhas de água. No que toca às rochas eruptivas da região, os pórfiros e granitos dão solos arenosos; os dioritos e gabros, solos mais argilosos. Estas rochas resistem mais à erosão linear e são mais permeáveis do que os xistos, pelo que apresentam rede de drenagem menos desenvolvida.

Os depósitos terciários são sempre pouco espessos e fracamente coerentes para impor características próprias ao modelado.

ESQUEMA GEOLÓGICO

A área que constitui objecto de estudo compreende um conjunto de formações geológicas, correspondentes, na maior parte, ao «complexo cristalofílico», tal como aparece designado na Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/1 000 000.

Observando o mapa geológico e a respectiva legenda, verifica-se a existência de vários tipos litológicos, ígneos, metamórficos e sedimentares. São os ectinitos que maior representação têm nesta área, distribuindo-se em faixas de direcção geral NNW-SSE e NW-SE. Compreendem micaxistos, calcários cristalinos, gnaisses, leptinitos, quartzitos, etc., mais ou menos cristalinos, mas cujo grau de metamorfismo não vai, habitualmente, além da subfácies quartzo-albító-epidóto-biotítica, dos xistos verdes («greenschists»), dentro da sistemática de Turner.

Os terrenos cristalofílicos foram atravessados por maciços graníticos, de composição variável (granitos, granodioritos e quartzodioritos) que originaram extensas orlas de metamorfismo. Também se conhecem maciços gabríticos, sobretudo junto do contacto setentrional do Devónico de Ficalho.

No nordeste da área estudada estende-se uma faixa de formações vulcano-sedimentares, de idade duvidosa. A povoação de S. Marcos do Campo assenta sobre rochas consideradas ordovicicas na Carta Geológica de Portugal de 1952.

Entre Ficalho e Aldeia Nova, localiza-se um conjunto xisto-grauváquico atribuído até agora ao Devónico superior. A recente descoberta de restos fossilíferos pode indicar idade mais antiga, talvez do Devónico inferior.

A região sobre que incide este estudo é cortada por vários filões (de pórfiro e por numerosas falhas, algumas delas relativamente antigas).

As formações paleozóicas foram dobradas e deslocadas, sobretudo pelos movimentos da orogenia hercínica. A vergência é normalmente acentuada e voltada para sudoeste.

Os terrenos sedimentares modernos compreendem o complexo paleogénico (grés róseos, com impregnações calcárias e conglomerados), o complexo miocénico continental (calcários compactos, tufos calcários, calcários pulverulentos, grés com cimento argiloso ou calcário, etc.), as cascalheiras de terraço e os depósitos de vertente.

A região investigada enquadra-se dentro duma grande unidade geotectónica, fazendo parte das «Internidas» do geossinclinal hercínico ibérico.

OS MACIÇOS GRANÍTICOS

Neste capítulo far-se-á o estudo petrográfico das rochas de natureza granítica, cuja composição varia desde o granito franco ao quartzodiorito. Estas rochas constituem maciços de bordos circunscritos, instalados em terrenos do Paleozóico inferior, denotando, na maior parte dos casos, concordância com a tectónica regional (paralelismo entre os eixos de alongamento desses maciços e os de dobramento regional).

Não se notam fenómenos dinâmicos relevantes; no entanto, o quartzo encontra-se frequentemente deformado, e não é raro observar-se paralelismo das fâculas de albite. Notam-se, por vezes, texturas orientadas, sobretudo nos bordos dos maciços (Reguengos). Estas características e, ainda, o modo de jazida dos maciços graníticos parecem indicar origem pós-tectónica, ou, mesmo, tardi-tectónica.

As intrusões graníticas desenvolveram, habitualmente, orlas extensas de metamorfismo de contacto.

As fácies microgranulares, de composição ácida a intermédia, são descritas na rubrica referente aos pórfiros.

1 — GRANITOS CALCO-ALCALINOS

Os afloramentos de granitos propriamente ditos distribuem-se numa extensa faixa, de orientação geral NW-SE, entre o V.G. de Fontes e Pias, seguindo depois, com orientação N-S, até o contacto do Devónico de Ficalho, a sul. Constituem dois maciços principais, o de Pedrógão e o de Pias (que parecem ligar-se sob a cobertura terciária), além de pequenas manchas de características semelhantes.

Os restantes maciços de rochas granitóides situam-se fora desta faixa; têm, habitualmente, composição mais básica, granodiorítica ou quartzodiorítica.

Granito de Pedrógão — É um granito leucocrático, de grão médio, essencialmente biotítico, porfiróide, com pequenos megacristais; em muitos casos mostra, apenas, tendência a porfiróide.

A estrutura é hipidiomórfica-granular; a composição mineralógica é a seguinte: micropertite, oligoclase (20 % An), quartzo, biotite (lepidomelano). Entre os elementos acessórios contam-se mirmequite, moscovite, apatite, esfena, clorite, sericite e óxidos de ferro.

Os megacristais são de micropertite, mostrando as fâculas de albite certo paralelismo.

O feldspato encontra-se geminado frequentemente segundo a lei de Karlsbad; apresenta alteração em sericite e produtos caolínicos.

A plagioclase é intermédia, zonada, com orlas mais cálcicas; está geminada polissinteticamente. São muito frequentes os cristais idiomórficos, por vezes envolvidos pelo feldspato potássico, conferindo à rocha estrutura plagiidiomórfica.

Observam-se intercrescimentos mirmequíticos, localizados no contacto do feldspato potássico, com a plagioclase, quer intersticialmente, quer marginando, em parte, a plagioclase.

O quartzo, anédrico, toma por vezes grande desenvolvimento; apresenta, frequentemente, extinção ondulante e corroi, sobretudo, o feldspato potássico.

O mineral máfico mais importante é a biotite, avermelhada, com forte absorção, muito rica de titânio e ferro. Transforma-se em penina, com produção concomitante de esfena e magnetite. Está associada, às vezes, com a moscovite que, além de poder estar isolada, parece substituí-la ao longo das clivagens. São frequentes as inclusões de zircão, com os característicos halos pleocróicos.

Como particularidade, nota-se o aparecimento de turmalina no granito das proximidades do contacto sudoeste. Este mineral, relativamente abundante, é ferrífero (coloração castanha) e existe em prismas que dão secções alongadas ou subtriangulares. É frequente a alteração em micas brancas e clorites, sendo, por vezes, a substituição total, resultando secções triangulares completamente ocupadas por elementos filíticos.

Alguns cristais de turmalina incluem abundantes agulhas de rútilo.

A apatite é, também, relativamente abundante, límpida e com o característico relevo acentuado.

Granito de Pias — É um granito de duas micas, essencialmente biotítico, porfiroide e de granularidade média.

O feldspato potássico constitui cristais subeuédricos e, também, megacristais, não muito grandes, que se destacam da matriz hipidiomórfica-granular. Tem a composição duma microlina (2V ~ 80°), quase sempre pertitzada. A pertite existe em vénulas, por vezes, muito estreitas e direitas («film perthites»). Mais raramente toma um aspecto «malhado». O feldspato altera-se em caulino e mostra por vezes a geminação de Karlsbad.

A plagioclase, normalmente euédrica, tem a composição duma oligoclase com 25% An, no máximo. A geminação lamelar é frequente. A alteração em sericite é a mais vulgar. Algumas pequenas hastes encontram-se incluídas peciilicamente nos megacristais de microclina.

No contacto da plagioclase com o feldspato potássico observa-se, frequentemente, o desenvolvimento de mirmequite. Esta pode envolver quase completamente as hastes de plagioclase.

A mica corada é muito abundante; consta de biotite, bastante desenvolvida, fortemente pleocróica (castanho-avermelhado a amarelo claro), contendo numerosas inclusões (apatite, zircão, etc.). Nota-se a alteração em clorite (penina), esfena granular e exsudações de óxidos de ferro.

A moscovite pode aparecer isolada ou associada à biotite, em continuidade de cristalização.

O quartzo anédrico é abundante, ocupando os espaços entre os restantes minerais. Mostra frequente extinção ondulante.

É de assinalar o facto de o quartzo corroer a plagioclase e, sobretudo, o feldspato potássico, dando «figuras de corrosão» curiosas. No contacto com a microclina, o

quartzo parece digerir o feldspato, dando aspectos de «micropegmatite», que se atenuam do lado do quartzo.

Nestas associações de quartzo e feldspato, este último apresenta-se em «ilhas», com orientação óptica comum, ligadas pelo quartzo, que constitui como que divertículos a partir das grandes plagas deste mineral. Estes aspectos são, também, visíveis no granito de Pedrógão.

A abundância de pertites e a extinção ondulante frequente do quartzo, que se observa nestes granitos, sugerem que a deformação possa ter influenciado a existência, lado a lado, dos dois feldspatos alcalinos.

Este granito tem composição semelhante ao de Pedrógão, parecendo constituírem um único maciço, apesar da cobertura terciária esconder a ligação entre eles.

Granito de S. Pedro de Pomares — Este granito é muito semelhante ao de Pedrógão, parecendo ser a continuação deste para SE, onde afloram alguns retalhos, sob a cobertura terciária. Tal como o de Pedrógão, é um granito granular médio, porfiróide ou com tendência a porfiróide, contendo os seguintes elementos: ortose pertitzada, oligoclase, quartzo, mirmequite, biotite, moscovite, clorite e sericite. Estas rochas metamorfizam os calcários e dolomitos com que contactam.

Granito de Fontes — Este granito encontra-se coberto por depósitos terciários, deixando ver apenas dois retalhos, o de Fontes e o de vale de Bésteiros. Do lado sul desenvolve-se extensa orla metamórfica. Trata-se de um granito normal, róseo, de grão médio, biotítico, às vezes porfiróide. A estrutura é hipidiomórfica-granular.

Compõe-se, essencialmente, de quartzo, ortose, micropertite, oligoclase e biotite. Os restantes elementos constam, habitualmente, de hornblenda verde, zircão, pirite, magnetite, sericite e clorite.

O feldspato potássico, quase sempre pertitzado, é muito abundante; forma grandes cristais xenomórficos e envolve, frequentemente, a plagioclase. Apresenta-se sericitizado e com turvação terrosa.

A plagioclase contém cerca de 20 % An; é zonada, com bordos mais cálcicos.

A biotite é o mineral máfico mais abundante, com grande absorção. Transforma-se em clorite, anfíbola, magnetite e esfena.

A anfíbola, que é hornblenda verde, ocorre acessoriamente; resulta, em grande parte, da biotite. Podem-se ver alguns cristais pecilíticos, com inclusões de zircão, esfena e pontuações negras de óxidos de ferro.

Massas piritosas, com bordos ferruginosos, estão associadas à mica preta.

O quartzo é abundante, em grandes cristais, normalmente intersticiais.

Encraves melanocráticos — Na trincheira da estrada de Vidigueira-Marmelar, no troço que atravessa a mancha granítica anteriormente referida, observam-se alguns encraves escuros de granularidade fina. Os contactos são, ora nítidos, ora difusos, não se notando vestígios de estruturas de outras rochas que pudessem ter sido assimiladas, nem passagem a encraves enalogénicos. Parece tratar-se de uma fácies de variação do próprio granito, traduzindo o enriquecimento de hornblenda e de biotite.

O exame microscópico revelou, além destes dois elementos, a existência duma plagioclase cálcica (andesina), de quartzo e de feldspato potássico raro. A rocha tem, pois, a composição dum quartzodiorito.

O granito apresenta-se, no lado dos encraves, com composição granodiorítica. Deu-se, em relação ao granito normal, um aumento do teor de anfíbola, ligeira basificação da plagioclase e diminuição do teor de feldspato alcalino.

2 — GRANODIORITOS E QUARTZODIORITOS

Mancha da Vidigueira — O maciço, de composição quartzodiorítica, que abrange Vidigueira e Vila de Frades, tem o eixo maior com orientação E-W; estende-se, para oeste, para além da área estudada. É envolvido em toda a sua extensão por uma auréola de contacto e contém vários enclaves de corneanas, alguns bastante desenvolvidos.

Alcaria está assente, em grande parte, na zona de contacto, na extremidade oriental do maciço eruptivo.

A rocha é mesocrática, podendo observar-se, à vista desarmada, feldspatos brancos, grãos de quartzo acinzentados e minerais negros anfibólicos e biotíticos. A estrutura é hipidiomórfica-granular fina a média. Os elementos essenciais são: andesina (40 % An), hornoblenda verde, biotite e quartzo. Entre os restantes minerais contam-se: oligoclase (25-30 % An), feldspato potássico, apatite, zircão, clorite, calcite, esfena, epidoto, sericite, produtos caulínicos, óxidos e hidróxidos de ferro.

A plagioclase forma cristais automórficos e subautomórficos, geralmente com estrutura zonada. A geminação segundo a lei da Albite é frequente e, mais raramente, observa-se a associação Albite-Periclina.

O epidoto e a calcite podem encontrar-se incluídos na plagioclase.

O quartzo é relativamente abundante, em plagas, cristais anédricos e intersticialmente; é frequente mostrar extinção rolante. A determinação da percentagem de quartzo, pela platina de Shand, deu um valor de 18,7, o que nos levou a considerar a rocha como quartzodiorito, em lugar de diorito, como se depreende da norma da amostra analisada. O parâmetro $q=4(5)$ mostra bem a tendência para o quartzodiorito. O baixo valor de SiO_2 deve-se, talvez, à alteração da rocha, o que leva a constituir moléculas de *Di* e *Hy*, para combinar com o *Fe* e *Ca*, deixando assim pouca sílica livre.

A anfíbola é o elemento corado mais abundante; apresenta-se em cristais eudrícos e subeudrícos, que dão secções prismáticas e, também, secções normais ao alongamento, com clivagens losangicas. O pleocroísmo vai de verde escuro a verde pálido. O ângulo de extinção máxima, nas secções prismáticas (de maior birrefringência), é de cerca de 20°. Encontra-se, frequentemente, substituída pela biotite; apresenta inclusões de esfena, apatite e magnetite. Raramente se encontra geminada segundo (100).

A biotite existe em lamelas de vários tamanhos, com pleocroísmo de castanho escuro a castanho amarelado claro, e em secções anédricas não pleocróicas com $2V=0^\circ$. Nota-se frequente cloritização e, por vezes, exsudações de óxidos de ferro e produção de esfena ao longo das clivagens. Contém inclusões diversas, como: zircão, apatite e epidoto. Muitas vezes parece resultar da hornoblenda, com que se associa. Quando a rocha está alterada, o epidoto toma grande desenvolvimento, substituindo a anfíbola.

Mancha de S. Pedro — Na região de S. Pedro de Pomares, encontra-se um maciço circunscrito com cerca de 4 km de comprimento, por 2,5 km de largo, onde se conhecem granodioritos e quartzodioritos. Estes últimos predominam na parte setentrional da mancha (montes do Adernal e S. Luis), tal como está representado no mapa geológico.

Os quartzodioritos estão separados dos afloramentos dioríticos da mancha a seguir referida, a de Barbas de Lebre, apenas por estreita faixa de corneanas básicas.

É muito provável que se tenham dado fenómenos de assimilação, sobretudo em certos pontos, próximos dos bordos, que permitiram esta variabilidade de composição mineralógica. Os terrenos de contacto, ricos de ferro, magnésio e cálcio, são propícios para a contaminação da rocha intrusiva.

As rochas antes citadas, de grão médio, são leucocráticas e não porfiróides.

Ao microscópio revelam estrutura hipidiomórfica-granular e, por vezes, nota-se tendência para a estrutura monzonítica.

Os granodioritos compõem-se, habitualmente, de plagioclase, micropertite, quartzo, biotite e hornblenda verde. Pode observar-se, além disso, a existência de apatite, zircão e óxidos de ferro.

A plagioclase existe em cristais eudrícos e subeudrícos, no geral geminados polissinteticamente, com frequência, zonados, com núcleos mais cálcicos (35 % An no centro e 15 % An nos bordos). A composição média é a de oligoclase-andesina.

A biotite é fortemente pleocróica, de castanho amarelado claro a castanho escuro, e transforma-se em clorite e esfena.

Outro elemento máfico importante é a hornblenda verde que se associa, por vezes, à biotite, donde parece derivar.

Os quartzodioritos predominam na zona sul, representando cerca de um terço da área do maciço. Estas rochas diferem dos granodioritos, que lhe estão associados, pela ausência, ou raridade, de feldspato potássico e pela existência de maior quantidade de anfíbola.

Mais raramente, o quartzo escasseia e a rocha toma a composição de diorito.

Mancha de Barbas de Lebre — O maciço de Barbas de Lebre tem 3 km de comprimento por 1 km de largura, com o eixo maior orientado para NW, mais ou menos concordante com as formações vizinhas. É acompanhado nos bordos, ocidental, sul e em parte do oriental, por extensa mancha porfirítica (Amendoeiras). Dos lados oriental e norte, apresenta auréola de contacto bastante desenvolvida. As rochas que constituem este maciço são, em grande parte, de composição quartzodiorítica. Apenas na extremidade NE se encontram alguns afloramentos dioríticos.

Estes quartzodioritos distinguem-se, macroscopicamente, dos de S. Pedro, por conterem mais elementos corados e apresentarem, de maneira geral, o grão um pouco mais grosseiro.

A composição mineralógica habitual é a seguinte: ortose, plagioclase (andesina 40-45 % An), quartzo, hornblenda verde, biotite e, mais raramente, alguma augite. Os restantes elementos são clorite, magnetite titanífera, esfena, leucoxena, sericite e calcite. A plagioclase está, frequentemente, zonada e geminada polissinteticamente, apresentando-se em cristais eudrícos e subeudrícos.

O feldspato potássico é pouco abundante; aparece intersticialmente e aureolando, em parte, a plagioclase.

A biotite é intensamente pleocróica no castanho. A cloritização desta origina pequenos grânulos de esfena. O mineral ferro-magnésiano mais abundante é, sem dúvida, a mica negra, que pode, por vezes, substituir a anfíbola.

A piroxena tem ocorrência rara e denota características ópticas da augite. Notam-se, mais raramente, auréolas de reacção com a hornblenda.

Fácies diorítica — Como referimos anteriormente, encontram-se rochas de composição francamente diorítica na mancha de Barbas de Lebre, associadas aos quartzodioritos.

Contém, fundamentalmente, andesina (40-45 % An), abundante hornblenda verde e outros elementos, de menor importância, tais como: clorite, biotite, magnetite, quartzo, esfena, epidoto, sericite e leucoxena.

Deu-se, assim, em relação aos quartzodioritos, o desaparecimento quase total do feldspato potássico, a passagem do quartzo a mineral acessório e o aumento do teor de anfíbola, em detrimento da mica negra.

O quartzo, muito pouco abundante, encontra-se intersticialmente; e, quando o feldspato (ortose) não está ausente, observam-se associações quartzo-feldspáticas de micropegmatite.

Mancha de Reguengos—Parte do maciço de Reguengos situa-se dentro da área cartografada, acompanhado de extensa auréola de contacto e cortado por alguns filões (pórfiros e aplitos).

As amostras estudadas, em lâmina delgada, correspondem a granodioritos biotíticos e biotito-hornblêndicos. Apresentam estrutura hipidiomórfica-granular, com plagioclase eudrica e subeudrica, envolvida por feldspato potássico.

A plagioclase é, habitualmente, oligoclase com 25 % An, com geminação polisintética, encontrando-se, muitas vezes, zonada, com núcleos mais cálcicos (oligoclase-andesina) e bordos com 20 % An.

O feldspato potássico é abundante, dando intercrescimentos mirmequíticos, no contacto com a plagioclase. Grande parte do feldspato mostra o reticulado característico da microclina (associação das geminações polissintéticas da Albite e da Periclina).

O quartzo existe em plagas e cristais anédricos desenvolvidos, notando-se alguma extinção rolante.

Dos minerais corados, é a biotite o mais importante. Mostra forte pleocroísmo, de castanho escuro a castanho amarelado claro; contém inclusões com frequentes halos pleocróicos.

A hornblenda verde encontra-se com carácter acessório, nos tipos biotíticos, mas passa a mineral essencial nas rochas biotito-hornblêndicas. Neste caso, a rocha é mais básica; nota-se que diminui o feldspato alcalino e a biotite e que a plagioclase está mais próxima do domínio da andesina.

Quando a rocha é francamente biotítica, além de conter mais feldspato alcalino (tendência quartzo-monzonítica), a mirmequite encontra-se mais largamente representada, como seria de esperar.

Esfena, zircão, apatite, calcite, epidoto, clorite, sericite e óxidos de ferro existem acessoriamente.

Próximo do contacto, o granodiorito adquire, por vezes, textura gnaissica, como se pode ver na estrada de Reguengos-Vendinha.

A observação, em lâmina delgada, desta rocha mostra-nos alguns aspectos interessantes. Estão patentes os vestígios da cataclase sofrida, como a deformação das geminações das plagioclases, a granulação e extinção ondulante do quartzo, etc.

A biotite encontra-se estirada e esfarrapada, com fragmentos em vias de recristalização, alinhados e em franja.

A plagioclase deformada é invadida pelo feldspato alcalino (aqui relativamente pouco abundante) e pelo quartzo finamente granular.

O quartzo, com extinção ondulante, apresenta-se em grãos irregulares, de tamanho muito variável, mostrando-se, por vezes, «amibóide» e granoblástico. Estes últimos aspectos parecem traduzir a recristalização do quartzo, que não patenteia vestígios de deformação.

A mirmequite ocupa posição, preferentemente, nas faixas finamente granuladas, entre os dois feldspatos.

Em suma, observam-se acções cataclásticas por todo o lado, evidenciadas pelas frequentes extinções rolantes, granulações finas e recristalizações ao longo de direcções privilegiadas, ou seja, de superfícies de escorregamento ou de tensão, que originam delgadas películas entre os cristais e seus fragmentos. Como consequência do fenómeno dinâmico, os feldspatos transformam-se em sericite, epidoto, albite, calcite; a biotite dá esfena, clorite e minerais de ferro.

O folheado que estas rochas apresentam é sensivelmente paralelo ao bordo do maciço; é, provávelmente, protoclastico resultante de deformações que actuaram sobre o magma ainda não inteiramente solidificado. Este aspecto favorece a hipótese da origem tardi-tectónica desta parte do maciço de Reguengos.

Mancha de Monte do Trigo — Apenas pequena parte deste maciço se situa na região estudada; é acompanhada de corneanas e atravessada por um filão de quartzo (com mineralização de cobre) e por diversos filões porfíricos. O estudo microscópico das respectivas amostras, mostrou tratar-se de quartzodioritos biotíticos e hornoblêndicos.

Contém uma plagioclase zonada (30-35 % An), quartzo, biotite, hornoblenda verde, feldspato potássico (por vezes pertilizado) e, ainda, clorite, damurite, zircão, apatite, esfena, magnetite e rútilo.

A biotite mostra-se fortemente pleocróica e contém inclusões com halos pleocróicos. Altera-se em clorite (penina), rútilo, óxidos de ferro e esfena.

A hornoblenda verde está frequentemente associada à mica negra, donde parece derivar. Podem observar-se, na anfíbola, restos da biotite e halos pleocróicos. Notam-se, também, vestígios de acções dinâmicas.

3 — ESTUDO QUÍMICO

O estudo comparativo, do ponto de vista químico, das rochas graníticas permite pôr em evidência certas características, referidas mais adiante.

A partir dos resultados das análises químicas determinaram-se as composições virtuais que hão-de servir para o cálculo dos parâmetros de Lacroix e, consequentemente, para a classificação das rochas.

No quadro I encontram-se os resultados das análises expressas em percentagens ponderais (óxidos) e catiónicas. Incluíram-se mais duas análises de rochas graníticas, provenientes de Montemor-o-Novo, o que dará maior área de distribuição das amostras analisadas e, ao mesmo tempo, permitirá verificar o parentesco com as rochas da região investigada.

A rocha 1 é um granito alcalino, ortósico, mas com leve tendência calco-alcalina [$r=1'$]. A rocha 5 tem a composição dum granito monzonítico, com tendência aquerítica [$r=(1)2$].

As restantes rochas (2, 4, 6) são quartzodioritos, enquanto a 3 tem a composição dum granito aquerítico [$r=2$].

O quartzodiorito (2) é o mais rico de cal ($OCa=7,05\%$), encontrando-se mais próximo do respectivo vértice, do que os outros, no diagrama KCN (fig. 1).

Quadro I — Análises químicas das rochas graníticas

	% em peso						% em cátions					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO_2 . . .	73,28	56,56	67,31	63,20	68,96	66,85	69,60	53,58	62,90	59,81	65,02	62,24
TiO_2 . . .	0,32	0,94	0,47	1,13	0,45	0,33	0,22	0,62	0,33	0,68	0,34	0,22
Al_2O_3 . . .	13,60	17,85	15,74	13,84	15,51	18,34	15,05	19,93	17,31	15,36	17,23	20,11
Fe_2O_3 . . .	1,17	1,34	1,06	2,64	0,66	0,83	0,90	0,91	0,93	1,82	0,45	0,56
FeO . . .	1,56	5,57	2,77	6,10	3,17	2,04	1,18	4,44	2,19	4,83	2,49	1,56
MnO . . .	0,02	0,07	0,04	0,13	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
CaO . . .	1,03	7,05	3,15	3,76	1,95	4,96	1,01	7,11	3,14	3,87	1,98	5,00
MgO . . .	—	3,35	1,11	1,25	0,49	0,81	—	4,72	1,51	1,70	0,68	1,12
Na_2O . . .	3,39	3,66	4,46	5,77	3,65	4,36	6,22	6,83	8,20	10,70	6,57	7,90
K_2O . . .	4,71	1,37	3,02	0,71	4,20	1,03	5,65	1,70	3,59	0,79	5,04	1,18
P_2O_5 . . .	0,16	0,19	0,15	0,35	0,22	0,13	0,11	0,11	0,11	0,34	0,17	0,11
H_2O^+ . . .	0,68	1,61	0,82	1,27	0,56	0,51	(4,24)	(10,10)	(5,11)	(8,02)	(3,51)	(3,13)
H_2O^- . . .	0,35	0,28	0,36	0,18	0,22	0,17	—	—	—	—	—	—
	100,27	99,84	100,40	100,33	100,10	100,37	99,94	99,95	100,21	99,95	99,97	100,00

Anál. M. Trabuco

- 1 — Granito biotítico de Pedrógão.
- 2 — Quartzodiorito hornbléndico da Vidigueira.
- 3 — Granodiorito biotítico de S. Pedro de Pomares.
- 4 — Microquartzodiorito anfibólico da pequena mancha a SW do maciço de Reguengos.
- 5 — Gnaiss granítico de Montemor-o-Novo.
- 6 — Quartzodiorito biotítico de Montemor-o-Novo.

Quadro II — Composições virtuais das rochas graníticas

Análise	1	2	3	4	5	6
<i>Q</i> . .	31,02	7,44	18,90	15,20	24,18	25,50
<i>C</i> . .	0,72	—	—	—	2,22	7,87
<i>or</i> . .	28,25	8,34	17,95	4,25	25,20	5,90
<i>ab</i> . .	31,10	31,44	41,00	53,50	32,85	39,50
<i>an</i> . .	5,75	27,80	13,80	9,67	8,50	12,64
<i>wo</i> . .	—	—	0,40	2,56	—	—
<i>di</i> . .	—	5,84	—	—	—	—
<i>hy</i> . .	1,02	13,21	5,82	9,98	5,22	4,36
<i>mt</i> . .	1,35	1,86	1,39	2,73	0,67	0,84
<i>il</i> . .	0,44	1,67	0,66	1,36	0,68	0,44
<i>ap</i> . .	0,29	0,33	0,29	1,00	0,45	1,45
<i>An %</i> .	15,00	29,62	25,18	15,30	20,55	24,22
<i>Or/Pl</i> .	0,76	0,12	0,30	0,06	0,51	0,11

1 — Pedrógão. Granito alcalino, ortósico I.4.1.3.

2 — Vidigueira. Quartzodiorito II.4(5).3.4.

3 — S. Pedro de Pomares. Granito aquerítico I.4.2.4.

4 — A sul do maciço de Reguengos. Microquartzodiorito com anfíbola sódica II.4.2.5.

5 — Montemor-o-Novo. Granito monzonítico I.4.(1)2.3(4).

6 — Montemor-o-Novo. Quartzodiorito I.4.3.5.

Com o objectivo de ter ideia de conjunto das rochas graníticas analisadas, utilizámos o diagrama triangular KCN (FREY, 1937), que aplica os parâmetros C.I.P.W.-Lacroix.

Os vértices *K*, *C*, *N*, representam percentagens moléculares, respectivamente, do K_2O da ortose, do CaO da anortite e do Na_2O da albite.

Verifica-se que os pontos figurativos das rochas se distribuem numa faixa em que os valores de *N* variam relativamente pouco, com excepção de 4 que é um quartzodiorito rico de sódio. Já na composição virtual desta rocha se notava grande quantidade de albite, o que é exagerado visto que, na norma, o Na_2O foi consumido totalmente na plagioclase, ao passo que a rocha é rica de anfíbola sódica, não considerada na norma. Como se depreende do estudo óptico desta rocha microgranular, que mais adiante se faz, houve metassomatismo sódico e silicioso que a afasta da composição das outras rochas graníticas.

De maneira geral os granitos são calco-alcalinos, como se verifica pela observação das expressões paramétricas e do triângulo KCN.

Quadro III — Parâmetros KCN — Granitos

Análise	1	2	3	4	5	6
<i>K</i> . .	44,5	12,0	24,5	5,8	39,0	8,6
<i>C</i> . .	6,5	40,0	18,8	14,4	10,0	33,3
<i>N</i> . .	49,0	48,0	56,7	79,8	51,0	58,1

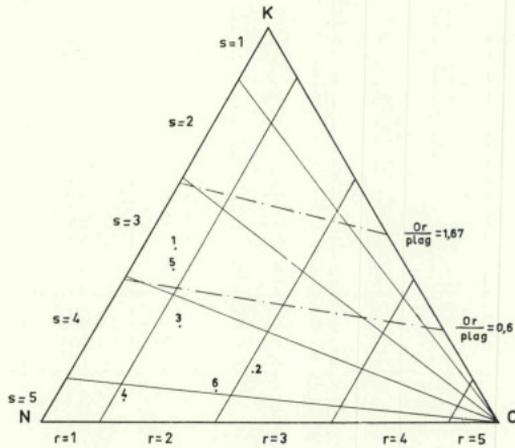


Fig. 1 — Diagrama KCN das rochas graníticas

Por sua vez, calcularam-se os parâmetros de Niggli (Quadro IV) que foram marcados no diagrama habitual da variação destes em função de si ; utilizou-se, também, o diagrama k-mg.

Os valores de al são bastante superiores aos de alk , o que traduz bem o carácter francamente calco-alcálico das rochas graníticas.

Quadro IV — Parâmetros de Niggli — Granitos

Análise	1	2	3	4	5	6
si . .	418,20	170,00	279,75	231,22	325,10	272,62
al . .	45,22	31,58	38,50	29,70	43,00	44,02
fm . .	12,58	32,13	19,50	32,56	18,10	14,19
c . .	6,12	22,74	14,00	14,96	9,90	21,90
alk . .	35,70	13,54	26,25	22,22	29,00	19,86
k . .	0,00	0,20	0,30	0,07	0,43	0,25
mg . .	0,47	0,47	0,34	0,20	0,18	0,34

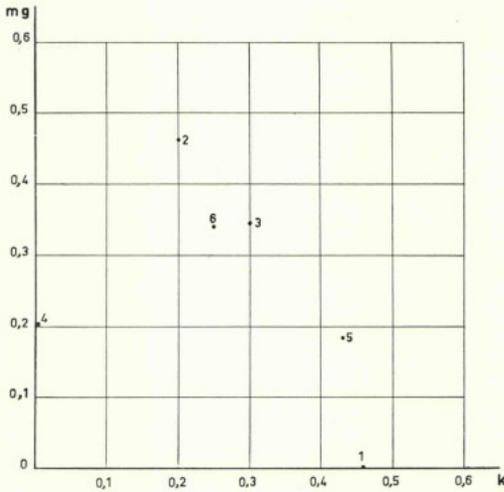


Fig. 2 — Diagrama k-mg. Rochas graníticas

A regularidade das curvas de variação, dos parâmetros de Niggli, parece indicar a relativa homogeneidade que se apercebia no diagrama KCN. Apenas se nota acentuado afastamento para a rocha 6.

Não se deve, contudo, generalizar esta homogeneidade a toda a região alentejana, visto que o número de amostras, de rochas graníticas analisadas, é insuficiente.

O conhecimento petrográfico que temos doutros maciços do Alentejo, leva a pensar que, pelo contrário, estes seriam heterogêneos. É o que, aliás, sugere a variação do quartzodiorito de Montemor.

Será aliciente a aplicação deste método comparativo, quando se venha a dispor de maior número de análises químicas dos diferentes afloramentos graníticos do Alentejo.

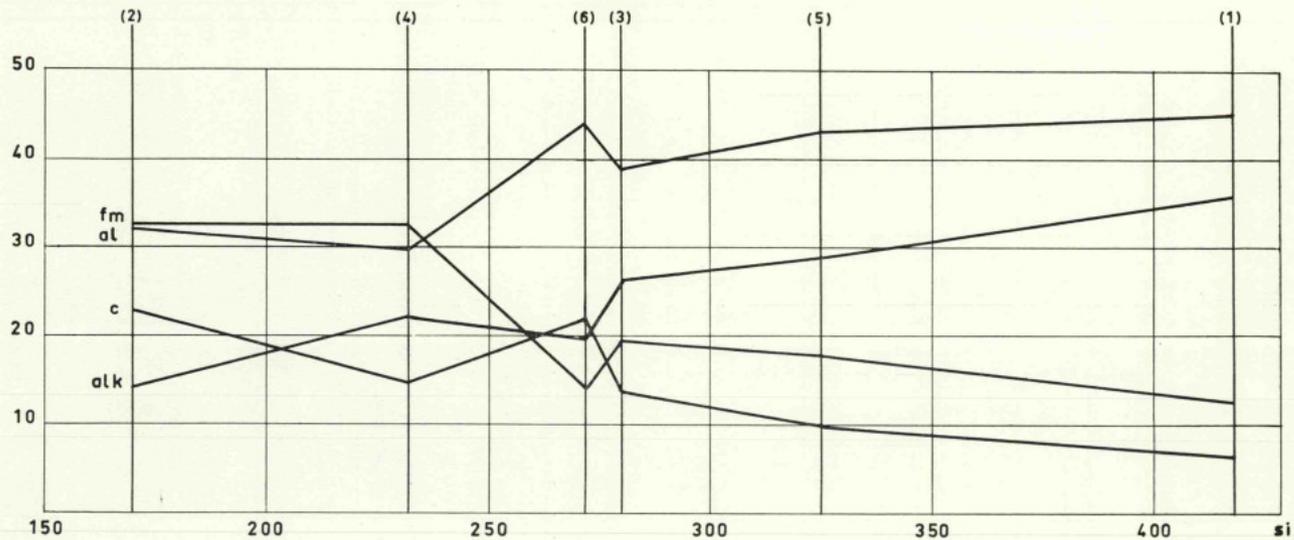


Fig. 3 — Variação dos parâmetros de Niggli. Rochas graníticas

GABROS

As rochas do chamado «complexo gabro-diorítico de Beja» (TORRE DE ASSUNÇÃO e BRAK-LAMY, 1950; TAVARES ROCHA, 1959), encontram-se representadas na área estudada, sobretudo, ao longo do contacto das formações cristalo-fílicas e devónicas. Conhecem-se também alguns afloramentos gabróicos, cortando os xistos devónicos, a sul da vila de Ficalho. As rochas mais comuns são constituídas por gabros normais. Nos bordos e nas ramificações do maciço gabróico, representado no mapa anexo, a estrutura é, habitualmente, dolerítica. Os tipos de variação diorítica e quartzodiorítica são mais raros na área em estudo.

Gabro augítico — Esta rocha é mesocrática, passando a mesomelanocrática, de grão grosseiro a médio; notam-se cristais esbranquiçados de plagioclase e cristais negros de piroxena.

A observação microscópica mostra estrutura hipidiomórfica-granular, geralmente de granularidade média. Os constituintes essenciais são: plagioclase (andesina-labrador) e uma clinopiroxena, de tipo augítico.

A plagioclase, euédrica e subeuédrica, mostra geminação lamelar e teores de moléculas de anortite, entre 45 a 50 %. Mais raramente, pode estar representada uma andesina menos cálcica. A plagioclase está, regra geral, saussuritizada (sericite, calcite, zoizite, clorite e albite), sendo a sericite o produto de alteração mais frequente. As hastes de plagioclase podem estar envolvidas ofiticamente pela piroxena. Mais frequentemente, interferem entre si.

O mineral máfico dominante é a augite, incolor ou ligeiramente rosada, com $c \wedge ng = 43^\circ$ e o ângulo $2V$ próximo de 70° . A partição fina (100) que, por vezes, se observa, dá-lhe carácter dialógico.

A clinopiroxena está, frequentemente, envolvida por hornblenda castanha, demonstrando, estas orlas de reacção, a posterioridade da anfíbola.

A alteração mais frequente da piroxena é em clorite (penina) e uralite (actinólite fibrosa). Estes produtos formam, em certos casos, agregados que substituem totalmente a piroxena, deixando ver apenas os contornos primitivos.

Ocorre, também, alguma biotite, envolvendo em parte os cristais de magnetite e de piroxena, parecendo ser um produto de reacções tardias. Observa-se, por vezes, aquela mica penetrando a piroxena.

Os restantes minerais são: apatite, caulino e rútilo.

Parece ser esta a composição habitual dos gabros situados entre Aldeia Nova e a fronteira. A fácies dolerítica destes maciços gabróicos mostra idêntica composição.

Na extremidade ocidental da região, próximo do monte da Tagarria (Baleizão), existem afloramentos de gabro, que se ligam à extensa faixa de Beja e mostram com ela muita analogia. Aquela rocha (Tagarria) tem estrutura hipidiomórfica-granular; contém, principalmente, labrador (50-55 % An) e augite diopsídica (verde claro a incolor). Notam-se, por vezes, inclusões orientadas na piroxena. Ocorrem, acessoriamente, hornblenda verde e biotite.

Gabro hornbléndico — Esta rocha aflora junto da estrada de Serpa a Aldeia Nova, próximo desta última povoação. É melanocrática, de grão médio, contendo, essencialmente, hornblenda castanha e plagioclase, com a composição de andesina básica (45-50 % An).

A plagioclase encontra-se geminada segundo a lei da Albite; mostra-se, muitas vezes, zonada (com núcleos mais cálcicos) e alterada em caulino e sericite.

A anfíbola castanha pode englobar, peciiliticamente, outros minerais da rocha. Os restantes minerais são: quartzo, anfíbola verde, apatite e magnetite.

As rochas do «complexo gabro-diorítico de Beja», mereceram a atenção de vários investigadores, salientando-se o estudo efectuado por TORRE DE ASSUNÇÃO e BRAK-LAMY (1950), os quais deram o maior contributo para o conhecimento dos afloramentos eruptivos da mancha de Beja. Mais recentemente é de assinalar a contribuição petrográfica de A. TAVARES ROCHA (1959).

Os conhecimentos existentes sobre os afloramentos gabróicos da referida mancha, revelam a existência de outros tipos de gabros, não assinalados na nossa área, como sejam: gabros pigeoníticos, hipersténicos e olivínicos.

No conjunto, estes diversos tipos litológicos filiam-se no mesmo magma original, correspondendo a uma diferenciação bastante limitada, manifestam carácter pacífico, com clara tendência atlântica (TORRE DE ASSUNÇÃO e BRAK-LAMY, 1950).

Conhecem-se alguns tipos de variação nesta mancha essencialmente gabróica. Assim, com o aparecimento de biotite e o desaparecimento de piroxena, passa-se a verdadeiros dioritos, em que predominam, como elementos máficos, a anfíbola e a biotite e, além destes, uma plagioclase (andesina).

Quando o quartzo é relativamente abundante a rocha passa a quartzodiorito, em que o mineral máfico dominante é a biotite.

Contudo, as variações mais características do maciço gabróico são as de tipo dolerítico, que constituem quase todas as digitações, observadas na bordadura daquele maciço, em direcção à fronteira. Estas rochas serão descritas mais adiante, quando se tratar dos doleritos.

PÓRFIROS

Estas rochas microcristalinas estão representadas na região estudada, especialmente no extremo sudoeste (S. Pedro-Amendoeiras). A maior parte apresenta estrutura microgranular porfirítica sendo, mais raros, os tipos microgranulares afaníticos.

Os pórfiros constituem maciços, massas e filões de composição variável, de granítica a diorítica; localizam-se de preferência na dependência dos maciços de rochas granitóides.

Em Amendoeiras, no lado SW da folha geológica, as rochas porfiríticas têm larga distribuição, formando um maciço, que tem, na nossa área, cerca de 12 km² de superfície.

Esta grande mancha porfirítica forma a bordadura ocidental do maciço quartzodiorítico de Barbas de Lebre. Contudo, os contactos entre as duas formações, quando é possível observá-los, são bruscos, não parecendo tratar-se de variação marginal do maciço antes citado.

De maneira geral, as rochas porfiríticas formam pequenas massas e filões que se instalaram, indiferentemente, em rochas graníticas, xistos e corneanas. Mostram variabilidade de composição e de estrutura, que passa de microcristalina a criptocristalina (rochas de aspecto riolítico).

Microgranitos alcalinos — Estas rochas são muito raras, tendo sido encontradas apenas em dois locais isolados, da mancha de Amendoeiras, sem qualquer representação cartográfica. Mostram quase sempre matriz aplitica, donde se destacam alguns megacristais de feldspato alcalino e de quartzo.

Os cristais da matriz, anédricos, são, essencialmente, os seguintes: quartzo, microclina, microclina-pertite. A biotite, a plagioclase sódica e os óxidos de ferro existem como acessórios.

Microgranodioritos e microquartzodioritos — Estas rochas são, como dissemos, as mais representativas, oscilando a sua composição de granodiorítica a quartzodiorítica. Apenas se nota variação no teor de feldspato potássico, apresentando, quanto aos restantes elementos, as mesmas características microscópicas e estruturais. Não se verifica qualquer correspondência entre a composição mineralógica e os diferentes modos de jazida destas rochas.

A estrutura é, de maneira geral, microcristalina, às vezes com certas particularidades tais como: glomeroporfírica, granofírica, etc. A pasta pode ser muito fina, chegando, por vezes, a criptocristalina.

A composição mineralógica é, normalmente, a seguinte: quartzo, oligoclase-andesina, ortose, hornblenda castanha e biotite; os restantes elementos são epidoto, sericite, apatite, zircão e óxidos de ferro. Mais raramente pode existir micropegmatite que, quando toma grande desenvolvimento, confere à rocha carácter granofírico.

A augite é muito rara e, quase sempre, uralitizada.

Os feldspatos são, normalmente, euédricos ou subeuédricos, muitas vezes zonados, com núcleos de oligoclase cálcica e orlas mais alcalinas.

A plagioclase está, por vezes, rodeada por agregados micropegmatíticos ou felsíticos. Altera-se em minerais do grupo do epidoto, calcite, prenite, sericite e albite.

Os micrólitos da pasta têm a composição duma oligoclase mais ácida do que a habitual. Os fenocristais são, na maioria dos casos, de plagioclase c, mais raramente, de feldspato potássico.

O quartzo aparece em grãos anédricos.

A rocha do M. da Tagarria (a SW na folha) é acinzentada, muito compacta e rija, vendo-se, a olho nu, pequenos fenocristais. Em lâmina delgada observa-se a matriz microlítica, com agregados intersticiais, finíssimos, de micropegmatite.

DOLERITOS

Nesta rubrica referem-se, em primeiro lugar, os doleritos que acompanham os gabros da mancha de Beja e que, na nossa área, se estendem ao longo do limite setentrional dos terrenos devónicos. Estes últimos representam a quase totalidade dos doleritos normais. As amostras colhidas são bastante frescas para permitir o estudo óptico.

Em seguida, será feito o estudo dos doleritos, com características especiais, pertencentes ao grande filão de dolerito pigeonítico, que atravessa toda a região noroeste.

Dolerito hornblêndico — Trata-se de uma rocha melanocrática, de grão fino, em que se destacam pontuações negras de anfíbola.

Ao microscópio, mostra estrutura dolerítica, em que se nota, ainda, uma piroxena residual, envolvendo as hastes de plagioclase.

Os produtos neoformados (clorite, actinolite, etc.) ocupam os espaços intersticiais da plagioclase, resultando daí uma estrutura intersectal.

A plagioclase tem a composição duma andesina, próxima do domínio do labrador; apresenta geminação lamelar e alteração sericítica.

A piroxena forma pequenas «ilhas», que escaparam à uralitização. Corresponde a uma augite ligeiramente titanífera.

A uralitização da piroxena deu origem a hornblenda (verde a verde acastanhada); é o mineral máfico dominante. Esta anfíbola transforma-se, por seu lado, noutra, prismática e fibrosa, verde azulada, que penetra e substitui a anterior,

constituindo, frequentemente, agregados com a clorite. Tem as características da actinolite-tremolite.

Ainda se pode ver rara hornblenda castanha, primária, em contacto com a augite. Os restantes componentes são: minério opaco, calcite, apatite e rutilo.

Dolerito quartzífero uralitizado — O estudo duma rocha pertencente a uma digitação do maciço gabróico, mostrou que aquela possuía estrutura dolerítica, muitas vezes ofítica e sub-ofítica, com aspectos estrelados das hastas de plagioclase.

Os constituintes principais são: clinopiroxena, anfíbola e plagioclase.

A piroxena, não pleocróica, de cor de rosa, pálida, tem $c \wedge ng = 40^\circ$, plano dos eixos ópticos transversal à clivagem única e ângulo $2V$ moderado, o que leva a supor tratar-se de uma augite com tendência pigeonítica.

Os cristais de clinopiroxena são alotriomórficos e hipidiomórficos, sendo frequente o aspecto pecilítico daqueles, envolvendo hastas de feldspato.

A hornblenda castanha é rara e, tal como a piroxena, foi substituída por anfíbola verde, actinolítica, de hábito prismático e acicular.

A piroxena transforma-se, também, em hornblenda verde, com numerosas inclusões de óxido de ferro; estes conferem à piroxena, a típica estrutura de «Schiller».

A alteração em actinolite-tremolite produz uma anfíbola mais límpida, sem inclusões de minério, associada, frequentemente, à clorite e à calcite.

Exsudações de produtos ferruginosos, a partir da piroxena, são frequentes, tomando, por vezes, formas esqueléticas e em rosário.

A plagioclase contém cerca de 60 % An (labrador) e forma hastas geminadas, segundo a lei da Albite, ou da Periclina. A zonagem é rara.

A saussuritização encontra-se relativamente avançada, dando sericite, calcite, clorite, albite e algum quartzo.

Também se observa, embora raramente, algum quartzo intersticial, deformado.

Dolerito pigeonítico — Esta rocha constitui o alinhamento filoniano que atravessa o canto noroeste da folha geológica. Trata-se de extenso filão (cerca de 750 km), de direcção aproximada NNE-SSW, que atravessa o nosso País, desde S. Teotónio a Ouguela (Campo Maior) e se prolonga para Espanha, pela província de Cáceres; parece, ainda, continuar-se na província de Ávila. Trata-se de notável acidente de 1.ª ordem, deslocando as formações que atravessa, com rejeições que podem atingir 2 a 3 km. É acompanhado de várias fracturas longitudinais e transversais. O granito, no contacto com este filão, encontra-se tectonizado.

O reconhecimento deste afloramento eruptivo foi efectuado, há muitos anos, por PEREIRA DE SOUSA. Data de 1949, o primeiro estudo petrográfico da rocha deste, realizado por TORRE DE ASSUNÇÃO.

Em Espanha, só mais recentemente se efectuaram os primeiros reconhecimentos, tendo dado origem a publicações de feição geológico-estrutural (LERSUNDI, 1959; GARCIA, 1959). O primeiro estudo petrográfico pormenorizado, deve-se a G. FIGUEIROLA (1963).

Foram, sem dúvida, TORRE DE ASSUNÇÃO (1949, 1951 a, 1952 b e 1962) e, mais recentemente, G. FIGUEIROLA (1963) que maior contributo deram para o conhecimento petrográfico do grande filão dolerítico.

A rocha filoneana é melanocrática, habitualmente de grão fino, mas, muitas vezes, mais grosseira e, até, de fácies gabróica. A olho nu, notam-se pontuações esbranquiçadas de feldspato.

Ao microscópio observa-se estrutura ofítica ou sub-ofítica. Quando a piroxena é muito desenvolvida, pode envolver completamente as hastes de plagioclase.

Os minerais essenciais compreendem pigeonite e uma plagioclase cálcica, com a composição de labrador (cerca de 60 % An). Não conseguimos identificar a bytownite, referida por TORRE DE ASSUNÇÃO. Nas rochas estudadas por FIGUEIROLA, aquela plagioclase é também muito rara.

A piroxena, com pleocroísmo pouco nítido, de castanho róseo, pálido a incolor, mostra ângulo dos eixos ópticos muito pequeno ($2V \sim 25^\circ$), embora só muito raramente possa ser maior (clinoestantite).

A clinopiroxena tem, ainda, as seguintes características: fraca dispersão, $c \wedge ng = 40^\circ$, plano dos eixos ópticos normal a (010), pelo que deve tratar-se da variedade pigeonítica, pobre de cálcio. Algumas vezes podem observar-se, em secção transversal, as duas clivagens (110) e a geminação (100).

As alterações mais frequentes são em hornblenda verde, biotite, alguma calcite, óxidos de ferro e clorite. Este último mineral pode resultar também da anfibola. TORRE DE ASSUNÇÃO (1962) inclina-se para que, em certos casos, se deve estar em presença, não de produtos de alteração meteórica, mas antes, de uma transformação deutérica.

A piroxena é, normalmente, euédrica podendo nalguns casos constituir megacristais.

A plagioclase (60 % An), quase sempre fresca, encontra-se geminada segundo a lei da Albite, ou Albite-Karlsbad. As hastes de plagioclase podem ser bastante compridas e, então, conferem à rocha carácter porfírico. Quando pequenas são, frequentemente, englobadas pela piroxena.

Intersticialmente aparece quartzo subordinado e, sobretudo, micropegmatite, relativamente abundante. Os intercrescimentos quartzo-feldspáticos podem associar-se ao quartzo, que forma plagas pouco desenvolvidas.

Accesoriamente encontram-se: magnetite, ilmenite, leucoxena, sericite (derivada da plagioclase) e rara apatite.

Nas amostras portuguesas não se identificou a olivina, tal como acontece em Espanha, onde este mineral se localiza, preferentemente, nos bordos do filão.

Segundo as observações efectuadas por G. FIGUEIROLA (1963) a textura porfírica e a granularidade fina são características dos bordos do filão, enquanto que a maior riqueza de micropegmatite e a granularidade mais grosseira o são, sobretudo, do centro.

Quanto ao quimismo das rochas doleríticas, TORRE DE ASSUNÇÃO, em 1949, atribuiu-lhes um carácter «pacífico», logo confirmado pela análise química dum exemplar do Monte da Derroca (BRAK-LAMY, 1959).

Como é sabido, este quimismo contrasta com o de outras rochas basálticas e doleríticas das bordaduras do Maciço Antigo, de carácter «atlântico», provavelmente, mais recentes.

CORNEANAS

Os maciços graníticos da região são acompanhados por auréolas metamórficas, no geral, muito desenvolvidas. Existem, também, algumas corneanas encravadas no seio das rochas eruptivas. Estas rochas de contacto resultaram da acção metamórfica de intrusões granito-dioríticas, sobre formações do chamado «Complexo cristalofílico», de natureza variada.

As orlas metamórficas estudadas dizem respeito aos maciços da Vidigueira, S. Pedro de Pomares, Marmelar, Pedrógão, Reguengos e Pias. Algumas destas corneanas foram objecto de estudo petrográfico anterior (CARVALHOSA, 1963), pelo que lhes faremos referência breve. Outras há, que não tinham sido ainda estudadas ao microscópio, pelo que serão analisadas com mais pormenor.

1 — Area de S. Pedro

1) *Corneanas básicas* — Estas rochas apresentam paragénese que se distribuem por várias fácies, que a seguir se descrevem.

Fácies piroxénica — Compreende rochas de composição variável, podendo representar-se as associações mais características do seguinte modo:

Plagioclase-Diópsido (-Quartzo)
Plagioclase-Diópsido-Horneblenda
Plagioclase-Diópsido (-Cordierite)

A piroxena mais frequente é da série diópsido-hedenbergite. A anfíbola está representada por horneblenda verde. A plagioclase tem composição bastante cálcica e corresponde, normalmente, a andesina com cerca de 50 % An.

Fácies hornebléndica — As associações mineralógicas mais características, desta fácies, são as seguintes:

Plagioclase-Horneblenda (-Biotite)
Plagioclase-Horneblenda-Diópsido

A anfíbola tem pleocroísmo de verde azulado a verde amarelado e ângulo de extinção de 20°. A plagioclase é, ainda, bastante cálcica, contendo cerca de 40 % An.

A presença de piroxena não é muito frequente. Esta tem, na maior parte dos casos, as características do diópsido e, mais raramente, da augite. A biotite é também rara.

Fácies albitó-epidótica — A existência desta fácies na área em questão é um tanto duvidosa, pois poderia corresponder à zona dos xistos verdes. Pode pensar-se, também, em metamorfismo regressivo a partir de corneanas de grau metamórfico mais elevado. A transformação pode representar-se, esquematicamente, da seguinte forma:

Horneblenda + Plagioclase + Ilmenite + $OH_2 \rightleftharpoons$ Actinolite + Clorite (aluminosa) + Epidoto + Albite + Esfena

As rochas deste agrupamento têm paragéneses análoga à de certos xistos verdes (fácies dos «greenschists»); a distinção é baseada, apenas, no modo de ocorrência no campo. São verdadeiros xistos com a seguinte composição mineralógica:

Albite-Epidoto-Actinolite-Clorite

2) *Corneanas pelíticas* — As rochas aluminosas encontram-se junto do pequeno enclave de xistos luzentes, a NW de Barbas de Lebre. São micaxistos mosqueados, da fácies hornebléndica, com a seguinte paragéneses:

Moscovite-Quartzo-Andaluzite-Plagioclase (-Biotite)

II — *Área da Vidigueira*

1) *Corneanas básicas* — Estas rochas são, normalmente, porfiroblásticas; grandes cristais de piroxena e de plagioclase destacam-se no seio duma matriz granoblástica. Esta contém, além dos elementos referidos acima, anfíbola verde, quartzo, sericite, esfena, apatite, titanomagnetite e pirite. As paragéneses mais características, da fácies piroxénica, são as seguintes:

Plagioclase-Diópsido-Grossulária

Plagioclase-Diópsido

2) *Corneanas pelíticas*

Fácies piroxénica — Estas rochas são muito coerentes, de grão fino; apresentam-se com as estruturas granoblástica e porfiroblástica, que lhe são peculiares.

As associações mineralógicas mais representativas podem ser esquematizadas da seguinte forma:

Cordierite-Quartzo-Ortose-Silimanite (-Biotite)

Quartzo-Ortose-Cordierite-Plagioclase (-Biotite)

Ortose-Andaluzite-Cordierite-Corindo

3) *Corneanas quartzo-feldspáticas* — Estas rochas existem ao longo do contacto meridional do maciço eruptivo, dispendo-se numa série de cristas, entre Alcaria e Vidigueira.

Mostram a seguinte paragénese:

Quartzo-Plagioclase-Moscovite-Biotite

III — Área de Pedrógão

O granito de Pedrógão é acompanhado, lateralmente, a oeste, por uma faixa de corneanas de natureza básica. Do lado oriental, o granito passa a uma faixa de ortoleptinitos, contendo algumas bancadas calcárias corneanizadas. Estas têm interesse especial por estarem, normalmente, associadas com anfibolitos e com mineralizações importantes de magnetite (Minas de Orada).

1) *Corneanas básicas*

Fácies hornbléndica — Caracteriza-se pela seguinte associação mineralógica:

Plagioclase-Anfibola

Outros elementos, de menor importância, podem ligar-se àqueles, tais como: calcite, pirite, apatite e óxidos de ferro.

A plagioclase é oligoclase bastante cálcica.

A anfibola, verde azulada, existe em prismas alongados, que conferem à rocha certa xistosidade. Nota-se, por vezes, hornblendas castanha, com carácter residual.

Fácies albite-epidótica — Neste caso a rocha tem a composição dos xistos verdes, como se pode ver pela combinação dos seguintes elementos:

Albite-Clorite-Actinolite

As características mais comuns destas rochas podem resumir-se da seguinte maneira:

a) Existência de leitões ricos de clorite e de outros, mais pobres, deste mineral, em que se desenvolveu, particularmente, anfibola sem orientação privilegiada, rodeando a albite; b) origem evidente da anfibola a partir da clorite, observando-se leitões cloríticos residuais; c) albite próxima da oligoclase, traduzindo uma fácies ligeiramente mais metamórfica do que a dos cloritoxistos habituais; d) situação relativamente ao maciço eruptivo.

Todas estas características levam a pensar que os cloritoxistos foram transformados, devido às acções de metamorfismo do contacto. A equação clássica que representa esta evolução é a seguinte:



2) *Corneanas calcárias* — Encontram-se corneanas desta natureza, principalmente, próximo da mina de Orada, quer em afloramentos de orientação NW-SE, intercalados na grande faixa leptinitica que passa pela referida mina, quer, ainda, em auréolas de contacto. Associam-se frequentemente com anfibolitos e, até, com peridotitos, aos quais se podem juntar bancadas e massas de minério de ferro.

Os peridotitos transformam-se em serpentinitos e anfibolitos com produção de magnetite e outros óxidos. Os calcários também originam anfibolitos; neste caso, se aqueles são impuros não há necessidade da introdução de outros elementos (*Si, Al, Fe, Mg e OH₂*). Muitos dos calcários da região são ricos de magnésio.

As fácies metamórficas destas rochas nem sempre são bem definidas, pelo que nos abtemos de lhes atribuir qualquer grau de metamorfismo e citaremos apenas as paragéneseis mais interessantes, a saber:

Diópsido-Grossulária-Plagioclase-Calcite
Grossulária-Vesuvianite-Calcite-Diópsido
Diópsido-Calcite-Forsterite

A olivina pode ocorrer em grandes cristais incolores, arredondados, quase sempre transformados em serpentina, principalmente em antigorite. Os caracteres ópticos daquele mineral correspondem aos da forsterite, embora algum dele possa conter, na molécula, algum ferro (crisólito). Neste caso observou-se a formação de produtos ferruginosos ao lado da serpentina. A serpentina forma grandes plagas, por vezes esverdeadas, pseudomorfosendo a olivina em agregados fibro-lamelares.

IV — Área de Reguengos

Ao redor do maciço eruptivo de Reguengos desenvolve-se extensa orla de metamorfismo de contacto, compreendendo rochas pelíticas e básicas. Contudo, foram as primeiras que mereceram estudo mais minucioso, pois são muito frequentes os afloramentos rígidos, bastante frescos, de corneanas pelíticas. Pelo contrário, as rochas básicas, derivadas de tufo vulcânicos, por metamorfismo de contacto, encontram-se, normalmente, bastante alteradas para se proceder ao estudo óptico. A observação ao microscópio, de lâminas delgadas, mostrou que a quase totalidade das amostras correspondem a corneanas pelíticas da fácies piroxénica, que passaremos a descrever.

As associações mineralógicas mais frequentes, são as seguintes:

Quartzo-Andaluzite-Cordierite-Silimanite-Ortose
Quartzo-Microclina-Silimanite-Andaluzite-Cordierite (-Biotite)
Quartzo-Ortose-Plagioclase-Cordierite-Andaluzite (-Biotite)

Muitas destas rochas são porfiroblásticas, com macrocristais de andaluzite e cordierite, que podem observar-se a olho nu. São negras, maciças, finamente granulares, com estrutura corneânica típica.

Os porfiroblastos de andaluzite encontram-se bem desenvolvidos, em prismas alongados, fortemente pecíliticos. A andaluzite existe, também, em xenoblastos, de aspecto esponjoso; é muito frequente a associação com a biotite; não é raro observar-se a pseudomorfose da mica negra pelo silicato de alumínio. Por vezes, está associada com a moscovite, donde parece, também, ter derivado.

A cordierite é um silicato quase sempre presente nestas corneanas e com larga distribuição. É muito frequente encontrar-se em xenoblastos, pecíliticos ou não, constituindo grande parte da matriz granoblástica. Estes cristais podem desenvolver-se muito e darem porfiroblastos, visíveis a olho nu; mais raramente, aparecem com geminação pseudohexagonal, muito perfeita. A cordierite pode ocorrer, também, em plagas mais ou menos globulosas e pecíliticas. Distingue-se do quartzo, mais límpido,

pelo carácter peciloblástico, fracturação irregular nos bordos, geminação lamelar e inclusões com halos pleocróicos amarelados. A dependência das micas é evidente; e, não é raro, encontrarem-se os dois tipos de alteração característicos, uma substância amarela, clorítica, de birrefragência muito fraca, quase isotropa, e a penina, alteração mais frequente segundo a clivagem e as fracturas.

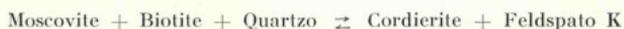
O quartzo é, normalmente, abundante, distinguindo-se da cordierite pelos caracteres antes citados e, também pelo forte carácter uniáxico positivo. Pode conter algumas inclusões, especialmente agulhas de silimanite.

O feldspato potássico está, quase sempre, presente na rocha, sendo muito frequente observar-se microclina em xenoblastos, constituindo, juntamente com o quartzo, um mosaico granoblástico. É frequente a pertitização do feldspato.

A silimanite é, no geral, muito abundante, especialmente nas rochas das proximidades do contacto. Existe em agulhas e em fibras, dispostas em agregados flexuosos. Acompanha, muitas vezes, as micas, sobretudo a biotite, de que deriva, produzindo feldspato potássico. Encontram-se agulhas de silimanite incluídas noutros minerais, como o quartzo, a microclina, etc.

A biotite aparece quase sempre com carácter residual, transformada em silimanite, formando faixas onduladas e estríadas, que representam o material filítico da rocha original. A moscovite também não é rara.

As micas encontram-se, normalmente, transformadas em silicatos de alumínio. Podem traduzir-se esquemáticamente estas transformações, da seguinte forma:



Estas reacções, que traduzem a passagem da fácies hornoblândica à fácies piroxénica, mostram a coexistência da andaluzite, da silimanite e da cordierite com o feldspato potássico, nas corneanas pelíticas. Estão neste caso a maioria das amostras estudadas, que pertencem, portanto, à fácies piroxénica.

Outros minerais se podem encontrar nestas rochas, mas com carácter acessório, como sejam: turmalina, magnetite, pirite, apatite, etc. A plagioclase pode ser relativamente abundante e tem, no geral, composição de oligoclase cálcica (25 % An).

Na fácies hornoblândica estudámos uma amostra com a seguinte composição:

Quartzo-Biotite-Moscovite-Andaluzite-Plagioclase

Esta rocha contém abundante material micáceo; a plagioclase tem a composição da oligoclase-andesina. O metamorfismo não foi suficientemente intenso para fazer desaparecer os vestígios de estruturas clásticas, que ainda se observam. Grande parte do quartzo e da plagioclase têm carácter residual. A rocha original deveria ter a composição dum grauvaque.

Noutra amostra o metamorfismo não foi além da fácies albite-epidótica. Trata-se dum xisto mosqueado, quartzo-moscovito-biotito-clorítico, com albite. A recristalização não apagou a xistosidade original, deixando ver resíduos clorito-sericiticos. As «moscas» são formadas por agregados clorito-biotíticos, associados a produtos ferruginosos.

Outra rocha estudada, sem dúvida derivada de um tufo vulcânico, mostra a estrutura original apesar do metamorfismo sofrido. Contém os seguintes elementos: actinolite, epidoto, clorite, plagioclase (albite e oligoclase), etc.

Notam-se ainda fragmentos de vulcanitos, em que a recristalização deu origem a anfíbola abundante. Esta rocha tenderia, com o prosseguimento da recristalização, para um anfibolito.

V — *Área de Pias*

O granito de Pias originou, do mesmo modo, uma auréola metamórfica, no contacto com as formações cristalinas. Apesar da natureza diversa dos estratos, atravessados pelo granito, é, sem dúvida, no contacto com as rochas calcárias, que se encontram aspectos mais interessantes. O estudo óptico incidiu, praticamente, sobre corneanas calcárias.

Estas corneanas (calcosilicatadas) apresentam, normalmente, a seguinte associação mineralógica:

Calcite-Diópsido-Grossulária-Plagioclase

A calcite forma uma matriz granoblástica, que engloba os outros minerais calcosilicatados. A piroxena está representada por numerosos cristais do grupo diópsido-hedenbergite.

As granadas são da série grossulária-andradite; apresentam-se em cristais de tamanho variável de cor amarelada.

Os restantes elementos são: anfíbola verde azulada, clorite, plagioclase, esfena, etc.

Estas rochas mostram, frequentemente, textura bandada, devido a zonas de diferente coloração, em que predominam granadas ou minerais verdes.

COMPLEXO CRISTALOFÍLICO

1 — INTRODUÇÃO

As formações do «Complexo cristalofílico», da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/1000 000, de 1952, estão largamente representadas na região estudada. São paleontologicamente estéreis; compreendem, na maior parte, rochas epimetamórficas e, mais raramente, sedimentares.

Não são, no entanto, tão metamórficas como parece sugerir a designação de «cristalofílico».

A idade destes terrenos é duvidosa, em virtude de serem desprovidos de fósseis. Apesar disso, pela comparação das fácies petrográficas e da sucessão das séries estratigráficas, da região estudada, com as de outras regiões, onde o Câmbrio fossilífero é conhecido, torna-se possível atribuir-lhes, com certa segurança, idade câmbrica. Por outro lado, a faixa de terrenos metamórficos que se prolonga desde M.¹⁰ do Trigo até Ficalho, segue para Espanha, passa na Serra de Aracena e vai ligar-se com a faixa de Alanís e de Cala, junto da depressão do Viar.

Algumas destas formações metamórficas poderiam ser, mesmo, do Paleozóico superior, como sugere C. TEIXEIRA (1954).

Na Carta Geológica, na escala de 1/500 000, de 1899, os terrenos metamórficos foram incluídos no «Precâmbrico e Arcaico» e designados pela rubrica «Z». A idade destes terrenos era, assim, considerada em função do grau de metamorfismo.

As formações de xistos cristalinos, tão características do Alentejo, ocupam grandes extensões em território espanhol. Eram incluídas, antigamente, no «Arcaico». Assim apareceu no «Nuevo Mapa Geológico de España» de 1935. Na terceira edição do «Mapa Geológico de España y Portugal» de 1952, já o «Arcaico» é separado do «Estrato Cristalino». Esta última designação equivale à das rochas metamórficas, ou seja, às do nosso «Complexo cristalofílico», incluído no Paleozóico e Precâmbrico indiferenciados, na Carta Geológica de Portugal, de 1952.

Em 1929, LOTZE considerava os xistos cristalinos da Cordilheira Central pertencentes ao Paleozóico metamórfico. Este mesmo autor, em 1945 e em outras ocasiões, indicou a existência de diversos afloramentos precâmbrios, representados no sul da Meseta pela «formação porfiróide». FABRIÉS (1963) atribui idade câmbrica às formações cristalofílicas do nordeste da provincia de Sevilla, não admitindo o Precâmbrico aflorante.

Numa edição simplificada do «Mapa Geológico da Península Ibérica, Baleares y Canarias», de 1963, não figuram o «Arcaico» e o «Estrato cristalino», mas sim, as designações, respectivamente, de «Pre-Câmbrico» e de «Rocas metamórficas», assentando sobre estas formações os terrenos câmbricos. As formações cristalofílicas da Serra de Aracena, equivalentes das da nossa região, figuram com a designação de «Rocas metamórficas». A faixa de Elvas-Cala vem incluída no «Cambriano».

Em suma, apesar da diversidade de critérios, os terrenos cristalofílicos da região estudada são os mesmos que se prolongam por Espanha sob a designação de «Estrato cristalino» ou de «Rocas metamórficas» e que, como veremos mais adiante, parecem ser, na maior parte, de idade câmbrica. Não é de excluir a possibilidade de estar representado, também, o Precâmbrico.

A determinação da idade destas formações, paleontologicamente estereis, terá de ser feita comparativamente com as do Câmbrico fossilífero do sul da Meseta, visto que se encontram ligadas ou mostram estreito parentesco entre elas.

Daqui a necessidade de se apresentar, sucintamente, o panorama dos conhecimentos sobre o Câmbrico peninsular, tanto do ponto de vista paleontológico, como estratigráfico.

2 — HISTÓRIA

Os primeiros fósseis câmbricos da Espanha foram encontrados por Cassiano Prado, em 1855. Outras jazidas apareceram sucessivamente. No sul da Meseta, foi encontrado o primeiro fóssil por MACPHERSON, próximo de Campoalla (Serra Morena), logo classificado por ROEMER (1878) como *Archaeocyathus marianus*; W. SIMON (1939) designou-o, posteriormente, por *Ethmophyllum marianum*.

E. HERNANDEZ PACHECO (1918) descobriu novos arqueociatídeos na Serra de Córdoba. A estes fósseis atribuiu-se idade mesocâmbrica. Restos de arqueociatídeos foram encontrados por R. RICHTER e W. SIMON, na jazida de Alanis, tendo sido classificados por este último (1939). Outros, ainda, provenientes de Alconera (Badajoz), foram classificados por B. MELÉNDEZ (1941).

Estes fósseis, especialmente a família *Ethmophyllidae* e o género *Archaeocyathellus* (*Ajacieyathus*), parecem característicos do Georgiano (OKULITCH, in FABRIÉS, 1963).

Foi LOTZE quem, em 1937, encontrou as primeiras trilobites do Câmbrico inferior da Espanha meridional, procedentes dos arredores de Cala e do sul de Llerena. H. SCHNEIDER (1941) encontrou nesta última localidade novas trilobites. Determinações efectuadas por R. e E. RICHTER (1941) levaram a incluir esta fauna (de *Eodiscus*) no Câmbrico inferior.

A fauna de Alanis, essencialmente constituída de trilobites, foi classificada por R. e E. RICHTER (1940) como sendo do Câmbrico superior. Esta fauna de *Saukandia* deu origem a grande controvérsia, mas, está hoje assente que pertence ao Câmbrico inferior, depois dos trabalhos de WILSON (1948), HUPÉ (1952), HENNINGSMOEN (1957) e de LOTZE e SDZUI (1961). Os próprios esposos RICHTER, já em 1949 admitiam a idade, possivelmente, do Câmbrico inferior para a fauna de *Saukandia*.

As duas faunas referidas têm muitas afinidades e foram situadas por HUPÉ (1960) no topo do Câmbrico inferior (Tasusektiano superior).

LOTZE (1958) entende que a fauna de *Saukandia* pura é um pouco mais recente do que a de Cala e se situa na proximidade do limite entre o Câmbrico inferior e o Câmbrico médio, ou seja, no nível V da sua escala bioestratigráfica do Câmbrico espanhol. A fauna de *Eodiscus* (Cala) pertenceria ao nível IV.

No horizonte terminal da «série de Campoalla», W. SIMON (1939) assinalou a presença de estruturas de algas calcárias (*Criptozone* e *Archaeozone*). Segundo alguns autores (LOTZE, 1958; FABRIÉS, 1963), as formações com estromatólitos pertencem, sem dúvida, ao Câmbrio inferior, contrariamente ao que pensava W. SIMON. Foi, também, na «série de Campoalla» que MACPHERSON encontrou o arqueociatídeo anteriormente referido.

A série câmbrica não está completa na Serra Morena, tal como em Portugal, faltando o Câmbrio médio e superior. O Ordoviciano vem assentar em continuidade sobre o Câmbrio inferior, normalmente por intermédio de formações mais ou menos grosseiras (conglomerados, grés, quartzitos, etc.). São conhecidas raras discordâncias na região de Huelva (LOTZE, 1937 e 1956; SCHNEIDER, 1938) e no nordeste da província de Sevilha (FABRIÉS, 1963).

Em Portugal, o Câmbrio incontestável é conhecido, apenas, na região de Elvas, onde se encontrou uma das faunas mais antigas do nosso País (trilobites e lamelibrânquios). Estes fósseis foram localizados nos xistos de Vila Boim e mereceram um estudo pormenorizado por parte de NERY DELGADO, em 1904. Este autor situou aquela fauna no topo do Georgiano.

Foram vários os autores que se dedicaram, posteriormente, ao estudo daqueles fósseis (Vid. TEIXEIRA, 1953). A existência de trilobites do género *Paradoxides*, do Acadiano, foi considerada duvidosa por CARRINGTON DA COSTA (1931). Por esta razão e pela semelhança com o Câmbrio da província de Sevilha, atribuiu ao Georgiano as formações de Vila Boim.

R. e E. RICHTER referem-se à fauna desta localidade, situando os xistos fossilíferos na parte superior do Câmbrio inferior.

C. TEIXEIRA (1953), que examinou os exemplares estudados por Nery Delgado e, ainda, muitos outros provenientes de colheitas mais modernas, concluiu que as formações fossilíferas de Vila Boim são georgianas, devido à presença da ordem (*Ollenedida*), como *Callavia* exclusiva do Câmbrio inferior.

Esta fauna tem grandes afinidades com a de Cala (fauna de *Eodiscus*) e é situada, por P. HUPÉ (1960), no Tasusektiano superior (parte terminal do Câmbrio inferior).

Conhecem-se impressões atribuídas a uma alga com aspecto semelhante ao das laminárias actuais, denominada *Helviensia delgadoi* Lima, procedente do tecto da faixa de calcários, junto do monte da Degola (Elvas).

Também C. ROMARIZ (1965) encontrou estruturas provavelmente de algas em calcários da serra da Preguiça. São estes os únicos vestígios da presença de organismos nas rochas da região estudada.

As formações cristalofílicas da região de Portel-Ficalho, têm fácies muito semelhantes às dos terrenos câmbrios de Elvas, Estremoz e, de maneira geral, aos de Espanha (Baixa Estremadura e província de Sevilha), onde a diferença mais acusada reside no metamorfismo que algumas destas formações sofreram. As afinidades petrográficas e estratigráficas das séries sedimentares e dos equivalentes metamórficos são evidentes, pelo que as formações da nossa área assemelham-se consideravelmente às do Câmbrio indubitável, contrariamente ao que sucede em relação aos terrenos mais modernos.

Faremos, em seguida, o estudo estratigráfico comparativo dos diferentes ciclos sedimentares conhecidos no Câmbrio da Meseta meridional, com as séries sedimentares, ou melhor, com as séries primitivas da região estudada, posteriormente epimetamorfizadas.

3 — ESTRATIGRAFIA

As formações entre Monte do Trigo e Ficalho estão pouco metamorfizadas (epizona), não sendo raro encontrarem-se rochas nitidamente sedimentares, onde a recristalização é incipiente.

Não seria por isso difícil de reconstituir a estratigrafia destas formações, ou seja, das primitivas, que sofreram fraco metamorfismo, e das que conservaram fácies francamente sedimentar, se não fossem o pregueamento e os acidentes tectónicos que vieram complicar a interpretação da posição relativa das bancadas.

Depois de estabelecermos as nossas séries estratigráficas, tentaremos compará-las com outras indiscutivelmente câmbrias, do Alentejo e da Espanha meridional.

A partir das observações efectuadas (estruturais e petrográficas) em vários cortes, especialmente da serra de Ficalho, Atalaia Gorda e das proximidades de Portel, é possível estabelecer o ciclo de sedimentação da rocha estudada.

Faltam, por vezes, alguns níveis e, também acontece haver recorrências de fácies.

Desde Portel, passando por Moura, Vale do Vargo e Ficalho, até à fronteira, encontra-se uma faixa de largura variável constituída essencialmente por rochas quartzo-feldspáticas, como sejam: gnaisses, leptinitos e xistos, por vezes porfiroblásticos, além de rochas não metamorfizadas (arcoses, grés, etc.). Estão associadas com sedimentos pelíticos, representados actualmente por micaxistos, às vezes bastante quartzíferos.

O conjunto de rochas quartzo-feldspáticas inclui não só termos vulcânicos, como também detriticos, posteriormente metamorfizados.

Nesta faixa são muito frequentes os vestígios de vulcanismo ou actividade ígnea, contemporânea da sedimentação (vulcanitos interestratificados). A existência de rochas verdes de origem eruptiva, de pórfiros tectonizados ou transformados em gnaisses, leptinitos e xistos quartzo-feldspáticos, frequentemente com fenoclastos residuais, testemunha a importância que teve a actividade ígnea, ácida e básica, durante o período de sedimentação. Note-se que a ocorrência de grauvaques, por vezes com fragmentos de pórfiro muito fino e de minerais residuais, de arcoses e de grauvaques feldspáticos mostra a anterioridade daquela actividade ígnea em relação aos termos quartzo-feldspáticos sedimentares.

A primeira série a considerar é constituída essencialmente por rochas quartzo-feldspáticas e rochas verdes (rareando em certas zonas), de origem eruptiva, e por xistos pelíticos, mais ou menos afectados pelas manifestações ígneas.

As formações ortoderivadas podem apresentar diferentes aspectos texturais (gnaisses, leptinitos, xistos e milonitos), encontrando-se também termos de passagem não completamente evoluídos, com maior ou menor quantidade de elementos residuais. As formações ortoderivadas, essencialmente quartzo-feldspáticas, designá-las-emos por «série vulcânica». Representariam, a nosso ver, os terrenos mais antigos da região.

Segue-se um conjunto de formações detriticas, umas grosseiras, outras finas, que inclui arcoses, grauvaques, grés e quartzitos, além de intercalações subordinadas de xistos sericito-quartzíferos e raros calcários. Constituem a «série detritica».

Parte dos materiais destas rochas denota a sua origem a partir de rochas ígneas, tendo derivado da série subjacente quartzo-feldspática ou, até, do soco antigo. Certas arcoses mais grosseiras parecem ter resultado de uma rocha de fácies granítica, sugerindo a existência duma granitização antiga. CARRINGTON DA COSTA (1952) declara que certos ortognaisses do Alentejo indicariam uma granitização pré-caledónica, talvez, huroniana. Verificámos, numa arcose, que os elementos estão deformados, sem

alinhamento comum de deformação, o que parece indicar, embora com reservas, uma tectonização anterior à deposição.

Este conjunto de rochas detríticas parece corresponder a um «flysch», sobretudo quando se observa a alternância de grauvaques e de xistos. Terá, possivelmente, o equivalente de sedimentação mais profunda nas formações de xistos argilosos finos, micáceos e siliciosos (de cores escuras), alternantes com quartzitos negros, finos, do tipo lidito; em Espanha este conjunto é conhecido por «série negra», termo que será aqui, também, adoptado.

A série em questão estende-se, numa faixa que não tem mais de 2 km de largura, desde Moura até Sobral d'Adiça. Outra faixa estreita situa-se entre S. Aleixo e a fronteira.

A posição desta série na coluna estratigráfica é duvidosa. Parece ser mais antiga do que os níveis calcários. A deposição rítmica dos materiais, muito finos (que atinge espessura relativamente importante), pode ter o equivalente cronológico na série detrítica, anteriormente referida, e representar sedimentação mais profunda.

A SE do vértice geodésico do Rego (Elvas), encontram-se xistos argilosos, cinzento-escuros, com massas lenticulares de liditos, mais ou menos desenvolvidas, que devem corresponder, segundo C. TEIXEIRA (1953), aos quartzitos de Vila Fernando, a norte da estrada de Vila Boim. Aquelas rochas pertencem à série xistenta, sob os calcários do Câmbrio inferior; são parecidas com as da série negra, que situámos nos primeiros níveis do ciclo de sedimentação câmbrica, por debaixo dos calcários.

Na Baixa Estremadura (Espanha), esta série foi situada na base do Câmbrio inferior, anteriormente à deposição calcária. Tivemos ocasião de verificar que as formações negras têm grande desenvolvimento no país vizinho.

Por vezes, antes da deposição calcária, pode aparecer uma formação de calcoxistos, como se observa a norte da serra de Ficalho, onde está relativamente desenvolvida. Designamo-la por «série xisto-calcária».

Posteriormente, os calcários, que existiam modestamente nas séries anteriores, tomaram grande desenvolvimento, chegando a atingir espessura notável nas serras de Ficalho, Adiça, Preguiça, etc. A disposição destes calcários em relação à grande «faixa quartzo-feldspática» é de acentuar, pois as zonas calcárias mais largas distribuem-se ao longo dum dos bordos da referida faixa. Em contrapartida, os afloramentos calcários menos desenvolvidos, de aspecto lenticular e descontínuo, ocupam preferentemente a zona axial daquela faixa. Este facto tem uma explicação tectónica, como se verá mais adiante.

As formações antes referidas constituem a «série calcária»; compreendem, essencialmente, calcários, dolomitos e calcários dolomíticos. Subordinadamente existem xistos e quartzitos, estes últimos parece serem mais desenvolvidos nos níveis altos.

Os dolomitos encontram-se preferentemente nos topos da série, como sugere a interpretação estrutural dos maciços calcários da região de Ficalho, onde, por erosão diferencial, ocupam os relevos principais.

Também se encontram, nestas formações, xistos verdes, associados com calcários e calcoxistos.

Em certos locais da região, o ciclo de sedimentação parece terminar com a deposição calcária, como por exemplo na área de Ficalho—Vale do Vargo—Moura, enquanto que, noutros, a sedimentação prossegue, com a formação duma «série xistenta», muito espessa, representada actualmente pelos micaxistos (xistos luzentes). Estes têm o maior desenvolvimento numa zona que se estende entre a faixa de S. Marcos do Campo e uma linha passando por Portel, norte de Moura, Sobral d'Adiça até à fronteira.

A série xistenta pode representar, provavelmente, o final do Câmbrico inferior ou, ainda, o Câmbrico médio e superior. As manifestações magmáticas são sobretudo de natureza básica e tomam grande desenvolvimento entre os termos desta série. Foi entre estes xistos que se instalou a grande faixa de rochas verdes que, desde M.⁶ do Trigo, se estende até à fronteira e entra, ainda, profundamente, em Espanha.

Os micaxistos são, frequentemente, bastante siliciosos, sendo acompanhados por vénulas e lenticulas de quartzo, que deixam abundante cascalheira no terreno.

Estes xistos passam a outros, sericíticos, argilosos, siliciosos, pertencentes às «formações de S. Marcos do Campo». Na Carta Geológica de Portugal de 1952, na escala 1:1 000 000, estão incluídos no Ordovícico.

A idade é duvidosa, devido à ausência de elementos fossilíferos incontestáveis. Apenas se poderá dizer que sucedem aos micaxistos da série xistenta, com contactos muito imprecisos. Estas formações compreendem essencialmente xistos e vulcanitos, pelo que poderemos designá-la por «série xisto-vulcânica». Será que ela representa ainda o Câmbrico ou será mais moderna?

Estas formações não estão incluídas no «Complexo cristalofílico», pois são na realidade muito fracamente cristalinas.

Quadro V — Esquema estratigráfico do Câmbrico (Portel-Ficalho)

Silúrico	Vulcanitos	Série xisto-vulcânica
.....	Xistos argilosos e micáceos	
Câmbrico superior e médio		
	Micaxistos siliciosos	Série xistenta
	Quartzitos alternantes com calcários	
	Calcários e dolomitos	Série calcária
	Calcoxistos, calcários e xistos subordinados	Série xisto-calcária
Câmbrico inferior	{ Xistos argilosos e micáceos (escuros) e quartzitos negros	{ Série negra
	{ Arcoses, grauvaques, grés (xistos e quartzitos muito finos subordinados)	{ Série detritica
	Xistos bandados, gnaisses, leptinitos (xistos pelíticos subordinados)	Série vulcânica
Infracâmbrico	Soco desconhecido	Formações quartzofeldspáticas

Estabelecida, assim, em linhas gerais, a coluna estratigráfica das formações metamórficas que ocupam a região estudada, interessa agora compará-la com a de outras regiões vizinhas, de idade indiscutível.

As formações epimetamórficas, atrás referidas, continuam para além da fronteira, constituindo a região da serra de Aracena e indo ligar-se com os terrenos do Câmbrico inferior, do nordeste da província de Sevilha. Assim, os calcários que passam na serra de Ficalho e na serra de Aracena, vão juntar-se com os das «capas de Campoalla», a sul de El Pedroso (norte de Sevilha). Dai a importância que têm a estratigrafia e a idade destas formações espanholas, que se ligam directamente com as da nossa área.

A estratigrafia dos terrenos do nordeste da província de Sevilha está suficientemente conhecida, devido, principalmente, aos trabalhos de W. SIMON (1951) e de J. FABRIÉS (1963). Segundo este último autor, a estratigrafia do Câmbrico do NE de Sevilha é a indicada no quadro estratigráfico de conjunto do sul da Península (Quadro VI). O Câmbrico médio e superior não é conhecido no sul da Meseta; parece corresponder a uma lacuna estratigráfica. Em Portugal, só o Câmbrico inferior foi identificado com segurança.

A estratigrafia da região alentejana é bastante parecida com a do NE da província de Sevilha, e, também, com a da zona ocidental e central da serra Morena (LOTZE, 1958) como se pode ver no quadro de conjunto. LOTZE assinala manifestações vulcânicas básicas, sobretudo na parte superior da coluna estratigráfica, enquanto que J. FABRIÉS encontra-as em diferentes níveis do ciclo sedimentar do Câmbrico inferior. Esta última opinião está mais de acordo com as nossas próprias observações.

O ciclo de sedimentação câmbrica, do NE da província de Sevilha, começaria com a deposição de conglomerados, arcoses e grés. J. FABRIÉS (1963) pensa que o Infracâmbrico não está representado nesta região.

Dos trabalhos de F. LOTZE (1956, 1958 e 1961), de W. FRICKE (1951) e H. SCHNEIDER (1939) verifica-se que o Câmbrico, de fácies conglomerática («conglomerados de Sotillo»), assenta sobre formações de fácies porfírica («série de Malcocinado» e «capas de Huelva»), a que o primeiro daqueles autores atribui idade algónquica. Estas «capas de Huelva» constam de xistos siliciosos intercalados com vulcanitos; estes últimos aumentam em profundidade e originam a «formação dos xistos verdes porfiróides», rica de vulcanitos xistóides. Este vulcanismo, segundo o autor citado, faz considerar a existência duma orogenia de época anterior.

Se bem que as nossas formações quartzo-feldspáticas mostrem grandes afinidades com as «capas de Huelva», não há elementos que permitam garantir a idade algónquica. Sabe-se, apenas, que estão por debaixo das arcoses e que devem representar a base do Câmbrico inferior, podendo, talvez, conter níveis do Infracâmbrico.

Embora não tenhamos encontrado conglomerados típicos, as arcoses parecem representar o nível equivalente dos «conglomerados de transição», que apresentam intercalações arcósicas, sobretudo na parte superior.

Aos níveis arcósicos seguem-se, na nossa área, grauvaques, grés, xistos e quartzitos finos. O conjunto destas formações clásticas pode ser, assim, o equivalente das «capas de Tambor» de W. SIMON (1951).

Os restantes níveis parecem estar, de maneira geral, de acordo com o esquema da serra Morena.

A série negra, anteriormente referida, é muito semelhante à do tecto das «capas de Valcasa». LLOPIS LLADÓ (1963) atribui a esta série de tipo flysch, idade brioveriana, incluindo-a no Câmbrico inferior. As formações de Valcasa compreendem: grés, grauvaques, xistos argilosos e conglomerados. Estas rochas existem na serra Morena ocidental, a norte de Jabugo; foram paralelizadas com a série conglomerática da parte oriental da serra, que F. LOTZE (1956) inclui no Algónquico, mas superiormente às séries porfíricas de Huelva e de Malcocinado. Deste modo, a nossa série negra pode corresponder cronologicamente às formações arcósico-grauváquicas, situadas entre os calcários e as formações porfíricas quartzo-feldspáticas (ortoderivadas).

No flanco sul da serra da Preguiça e entre Sobral e Ficalho, as arcoses, que se encontram próximas da série negra, parecem assentar sobre esta. Sendo assim, a série negra estaria entre as formações vulcânicas e as arcoses, esquema estratigráfico que se aproxima consideravelmente do da serra Morena.

F. LOTZE (1956 e 1961) inclui as formações «porfíricas» e de «Valcasa» no Algónquico, enquanto que a série conglomerática seria de transição para o Câmbrico inferior, ficando incluída, em parte, neste andar. Segundo este autor a passagem do Algónquico ao Câmbrico faz-se por continuidade.

ALIA MEDINA (1964) situa, igualmente, a série negra nos níveis mais baixos do Câmbrico inferior.

Na região de Portel-Ficalho, a posição estratigráfica desta série é duvidosa; não dispomos de elementos locais seguros, mas apenas de alguns elementos de comparação com outras séries semelhantes, de regiões estudadas. Poderemos afirmar, apenas, que a série negra está por debaixo dos calcários e, muito provavelmente, por cima das formações porfíricas quartzo-feldspáticas (série vulcânica).

Em Portugal, o complexo de xistos, grauvaques e conglomerados, das Beiras, pode ter o equivalente geocronológico na «série de Valcasa». F. LOTZE (1956) e NERY DELGADO (1905) admitem que aquele complexo poderia ser do Algónquico; ou do Infracâmbrico-Câmbrico, como sugere C. TEIXEIRA (1960).

Quanto à idade da série xistenta, que se segue às formações calcárias, não sabemos se incluirá, também, os andares superiores do Câmbrico.

O contacto dos xistos luzentes com as formações de S. Marcos do Campo, incluídas no Ordovícico na Carta Geológica de Portugal e posto em dúvida por C. TEIXEIRA (1960), é concordante e não apresenta diferenças nas condições de sedimentação. Apenas se nota ligeira modificação no grau de metamorfismo. Será que os xistos «ordovícicos» são, realmente, ainda do Câmbrico? Ou haverá concordância aparente e aquelas formações serão mais modernas?

Únicamente poderemos dizer, com relativa segurança, que os xistos luzentes são, pelo menos, em parte, do topo do Câmbrico inferior.

Na serra Morena, aos xistos com trilobites, do final do Câmbrico inferior, segue-se uma série xisto-gresosa, com xistos siliciosos, xistos micáceos («pizarras del Rincón», de SCHNEIDER), quartzitos e grés, que LOTZE (1958) incluiu, com reservas, no Mesocâmbrico e em parte do Supracâmbrico.

Ainda sobre a idade destes xistos, F. HERNANDEZ PACHECO (1953), numa publicação sobre a idade das formações com fácies estrato-cristalina, da região de Badajoz, diz que os terrenos dos xistos metamórficos passam, quando não existem níveis calcários, do Potsdamiano ao Silúrico, por continuidade. Admite, assim, a idade do Câmbrico superior para os xistos metamórficos sobrepostos aos calcários.

Na Baixa Estremadura, ALIA MEDINA (1963) apresenta o seguinte ciclo, de baixo para cima: um conjunto de quartzitos de cores escuras (frequentemente negros), xistos, xistos gresosos e grauvaques; um conjunto de xistos a que se seguem os níveis calcários; xistos bandados, de cores variadas, muito argilosos, no topo, com intercalações mais gresosas e de vulcanitos básicos.

Como é sabido, o Câmbrico incontestável é conhecido no nosso País, na região de Elvas e, com certa segurança, na região de Estremoz.

Um corte efectuado nas proximidades de Elvas permite observar a seguinte sucessão (C. TEIXEIRA, 1953 e 1960): uma série inferior, muito espessa, formada por xistos, grauvaques e quartzitos, de cor cinzento-esverdeada. Conhecem-se intercalações de diabases e xistos diabásicos. Foi no topo desta série que se encontrou a fauna de Vila Boim, de idade georgiana; uma série superior, essencialmente calcária, muito espessa.

A faixa de calcários cristalinos de Estremoz é atribuída, por C. TEIXEIRA (1953) provavelmente ao topo do Georgiano ou ao meio do Acadiano. Estes calcários reapaa-

recem na serra de Alconera (Badajoz) onde se encontraram fósseis de Arqueociatídeos (MELENDEZ, 1941).

No centro desta faixa, em anticlinal, existe uma formação xistenta («xistos dos Mares»), constituída, essencialmente, por xistos subluzentes e raros quartzitos, que parecem situar-se estratigráficamente por debaixo dos calcários.

Da comparação das formações do Câmbrico de Elvas e de Estermoz verifica-se que existe sempre a série calcária e, sob esta, uma formação detritica, mais ou menos xistenta.

Na série xistenta de Elvas são muito numerosas as assentadas gravváquicas e quartzíticas. Apenas a posição dos «xistos dos Mares», que se assemelham muito aos nossos xistos luzentes, têm posição diferente destes últimos. Enquanto no Câmbrico do Alto Alentejo o ciclo sedimentar termina com a deposição calcária, se a erosão não atacou completamente a cobertura xistenta, no Câmbrico da região de Badajoz (continuação de de Elvas), no do sul da Espanha e no da de área aos níveis calcários seguem-se sempre formações xistentas, podendo ser mais ou menos grossas.

Na região de Elvas a fauna georgiana aparece no topo da série xistenta, portanto, por debaixo dos calcários. Pelo contrário, em Espanha, tanto a fauna de Cala como a de Alanís, estão em xistos que se sobrepõem aos calcários.

A estratigrafia da região de Portel-Ficalho parece aproximar-se mais da da serra Morena do que da de Elvas. As afinidades estratigráficas e petrográficas parecem indicar que as formações do «complexo cristalofílico» da área entre M.^{to} do Trigo e Ficalho, são com forte probabilidade do Câmbrico inferior. Admitimos a possibilidade de estarem representados níveis mais altos do Câmbrico (série xistenta).

Não é de excluir, também, a hipótese de existirem terrenos mais antigos; estes poderão estar entre as formações quartzo-feldspáticas, talvez, nas rochas ortoderivadas, especialmente naquelas que, pela granularidade, mais grosseira (ortognaisses e milonitos), parecem estar em relação com uma granitização anterior. É nas zonas ocupadas por estas formações que a cobertura tem menor espessura e onde, por conseguinte, se vislumbra melhor a influência do soco antigo.

Anteriormente, fizemos referência à «formação porfiróide de Huelva» (LOTZE, 1945, 1956 e 1958), de idade algónquica, que, tal como as formações quartzo-feldspáticas, traduz actividade ígnea importante. Estas formações estendem-se numa faixa em anticlinório, que atravessa toda a região estudada; lembram muito outra formação porfiróide, conhecida por «ollo de sapo», que se estende deste o NW de Espanha até, pelo menos, à Espanha central (PARGA PONDAL et altera, 1963). Esta formação é considerada infracâmbrica e contém rochas detriticas, de tipo arcose, com algumas intercalações de xistos, quartzitos e vulcanitos ácidos.

F. LOTZE (1945) admite a possibilidade de se encontrarem rochas de idade arcaica no maciço de Évora-Beja. Do mesmo modo, CARRINGTON DA COSTA (1952) sugere, como anteriormente dissemos, que certos ortognaisses do Alentejo podem indicar uma granitização pre-caledónica.

A existência de Precâmbrico na Meseta meridional foi, também, admitida por J. MACHPHERSON (1879) que encontrou conglomerados na base do Câmbrico do norte da província de Sevilha, com elementos, entre outros, de granito. F. LOTZE (1945) pôs em dúvida a existência de verdadeira discordância e, portanto, de Precâmbrico autêntico.

Os calcários câmbricos de Fregenal de la Sierra, na Baixa Estremadura, assentam em gnaisses que podem pertencer ao soco infracâmbrico (ALIA MEDINA, 1963).

Quadro VI — Estratigrafia do Câmbrio no Sul de Espanha e Portugal

	Serra Morena (Lotze e Sdzuy, 1961)	Serra Morena (Lotze, modificado por Fabriés, 1963)	Baixa Estremadura (Alia Medina, 1963)	Região de Elvas (C. Teixeira, 1966)	Baixo Alentejo (do autor)
Ordo- vício	Quartzito armoricano	Conglomerados e «quartzito armoricano»	Quartzito Conglomerado		Série xisto-vulcânica de S. Marcos do Campo (Silúrico?)
Câmbrio superior	Lacuna Rochas verdes (vulcânicas)	Lacuna			
Câmbrio médio	Série argilo-gresosa com poucas diabases (grés, quartzitos, xistos siliciosos e xistos micáceos)	Lacuna			
Câmbrio inferior	Xistos com Trilobites	= Aguiliziano = Camadas argilo-gresosas (flysch)	Xistos argilosos e intercalações gresosas com tufos e brechas diabásicas (no topo)		Série xistenta
	Calcários, dolomitos, margas	= Tasousektiano superior = Margas e xistos com Trilobites Calcários cristalinos com algas	Xistos bandados (variegados) Calcários e dolomitos	Série calcária (no topo tufo diabásico c/ Helwensia delgadoi Lima)	Série calcária
	Xistos bandados	= Tasousektiano inferior e Sousektiano = Série xisto-calcária (fauna de Archaeocyatus)	Xistos bandados (cinzento de cinza)		Série xisto-calcária
	Grauvaques, xistos e quartzitos	Série xisto-gresosa	Quartzitos, xistos, xistos gresosos e grauvaques (coloração cinzenta e negra)	Série xistenta com quartzitos, grauvaques e diabases	{ Série negra Série detritica
	Camadas de transição com conglomerados	Camada conglomeráticas de transição			Série vulcânica
Pré- -Câmbrio	«Capas de Huelva» com rochas vulcânicas xistificadas	Série detritica («camadas de Huelva e Malcocinado»)			Soco desconhecido

SEDIMENTAÇÃO

A sedimentação, no Câmbrio inferior, parece começar pela formação de depósitos clásticos (arcoses, grauvaques, grés, etc.) assentes em rochas de fácies vulcânica. Vimos, anteriormente, que existem dúvidas quanto a esta formação porfirítica situar-se no Infracâmbrio ou no Câmbrio inferior e, por isso, a formação clástica subsequente tanto poderia ser basal como de transição. A série negra, que parece ser contemporânea da formação clástica, é constituída por uma alternância rítmica de materiais pelíticos e quartzíticos muito finos. Tanto esta série negra, como a série clástica, são depósitos de tipo «flysch», que traduzem condições de instabilidade do meio. Alguns autores consideram o «flysch» como representando deposição profunda. AUBOUIN (1961) entende que o problema batimétrico do «flysch» não faz sentido e que depende unicamente da zona onde se acumula («sillon» ou «rides») e do momento da acumulação. O «flysch» reflecte condições tectónicas, ou seja, a combinação contrastada de zonas vizinhas de intensa elevação e erosão, por um lado, e subsidência igualmente intensa, por outro lado (BELOUSSOV, 1963). Na área de Preguiça-Ficalho as zonas quartzo-feldspáticas (Ficalho) e xisto-quartzítica negra (Sobral), podem ser, em grande parte, zonas de levantamento, quando da deposição calcária.

Uma erosão muito activa provoca a formação de arcoses, grauvaques e quartzitos gresosos, indicando, por isso, a proximidade da área em via de levantamento. Estes depósitos situam-se em zonas onde houve actividade ígnea, talvez desde o Precâmbrico.

É possível que a série negra represente uma deposição, contemporânea das arcoses e dos grauvaques, numa zona subsidente mais profunda. Estas rochas estão muito próximas, ou coincidem, em parte, com a faixa quartzo-feldspática, vulcânica, com significação de crista. Ambos os «flysch» traduzem condições de instabilidade, mas o da série negra pode indicar sedimentação mais profunda e mais distante da área em vias de emersão.

Parecem existir, portanto, em relação com a base do Câmbrio inferior, áreas de subsidência e áreas levantadas (cristas), que originaram depósitos mais grosseiros.

A contaminação do «flysch» pela actividade ígnea anterior, ou, contemporânea, manifesta-se pela existência de alguns fragmentos de material de origem vulcânica nos grauvaques.

Os calcoxistos podem, ainda, fazer parte desta deposição de tipo «flysch».

Os quartzitos, calcários e dolomitos traduzem condições de sedimentação mais estáveis. Quando a erosão é rápida (ou, seja, subsidência rápida) não se formam calcários.

São conhecidos vestígios de organismos tanto nos calcários de Espanha, como nos calcários de Elvas e, talvez, nos da serra da Preguiça. Os calcários biostromais são de plataforma pouco profunda. Por outro lado, os materiais arcóscicos existem em zonas de calcários, o que leva a supor a existência de condições de sedimentação de pouca profundidade (epineríticas), nestas áreas.

Os quartzitos podem ter derivado de rochas silicatadas, a que não devem ser estranhas as rochas ígneas vizinhas (WELLER, 1960). Alguns quartzitos, sobretudo os situados no topo das formações calcárias e nas zonas axiais das dobras, parecem resultar da silicificação dos calcários. Estão neste caso alguns quartzitos do topo das serras de Ficalho e da Preguiça, acompanhados normalmente de numerosos filões, veios e massas de quartzo. Este quartzo desenvolve-se, quer ao longo dos planos de estratificação, quer nas fissuras das bancadas calcárias.

Enquanto, em certas áreas, a subsidência prossegue com a formação duma série xistenta muito espessa, noutras partes, a deposição calcária termina, em resultado de emersão. São conhecidos depósitos grosseiros de arcoses no topo do Câmbrico inferior, ou, talvez, Câmbrico médio, no nordeste da provincia de Sevilha. Estes materiais grosseiros, que não se encontram na região portuguesa, podem ter-se depositado e sofrido erosão posterior.

O final do ciclo de sedimentação reflecte uma regressão que se vai acentuando até, talvez, ao Câmbrico médio; este parece ser lacunar, dando-se uma emersão, mais ou menos geral, em todo o sul da Meseta.

Nas áreas xistentas, sem níveis calcários, os xistos de S. Marcos parecem estar em continuidade sobre os xistos câmbricos. Não se sabe se estarão representados níveis mais altos do Câmbrico.

Em Espanha, o Ordovícico conglomerático e quartzítico, sobrepõe-se à faixa que se prolonga de Elvas para leste.

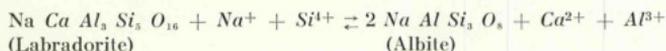
O Câmbrico médio e superior parece faltar, sendo evidente a influência da fase orogénica sarda.

METAMORFISMO

As formações do Paleozóico inferior sofreram metamorfismo regional, de carácter epizonal, que se traduz pela recristalização dos constituintes dos sedimentos originais e pelo aparecimento de minerais de neoformação. As rochas adquirem, assim, maior ou menor cristalinidade, consoante a natureza do material original. Os sedimentos pelíticos convertem-se em xistos luzentes e actinados, as rochas básicas transformam-se em xistos verdes e os calcários originam, frequentemente, mármore.

De maneira geral, as rochas de fácies quartzíticas e psamíticas são as que menos sofreram. No metamorfismo epizonal das rochas básicas dá-se a metassomatose siliciosa, acompanhada de perda de iões Ca^{2+} e Mg^{2+} . Por outro lado, acarreios suplementares de iões Na^+ , H^+ (ou OH^-) puderam preencher os défices de valências positivas, compensadas, por outro lado, pela oxidação de Fe^{2+} .

Poderia representar-se este processo pelo esquema seguinte:



O cálcio libertado pode encontrar-se em amígdalas e vénulas de calcite, observadas nas rochas verdes, e em minerais de neoformação, como epidoto e prenite.

A conservação de estruturas eruptivas leva a pensar que a pressão litostática foi relativamente fraca. As reacções metamórficas devem ter sido influenciadas pelas pressões parciais de H_2O e CO_2 .

Segundo TURNER (1948), a presença de CO_2 é necessária para se efectuarem transportes de Ca e Na , sob a forma de carbonatos. A solubilidade do cálcio aumenta com a presença de CO_2 . Se o Ca libertado, durante a albitização da plagioclase, atinge, nas soluções activas, concentração superior à que é normalmente necessária para facilitar a migração do Na , então deposita-se prenite e epidoto, pseudomorfizando a plagioclase ou preenchendo as vesículas.

Parece, segundo o mesmo autor (1958), que a prenite representa grau de metamorfismo mais baixo do que o epidoto. O magnésio libertado nas rochas básicas pode ser recuperado pelas clorites, e, também, pelos minerais ferromagnesianos (actinolite, micas, clinocloro) dos xistos verdes, e, eventualmente, das rochas encaixan-

tes (quartzitos, calcários). Os elementos *Si*, *H*, *Na* podem ter a origem nos terrenos sedimentares, associados às rochas verdes, que também foram afectados pelo metamorfismo epizonal.

O metamorfismo das formações ectiniticas promove a mobilização e troca de matéria, que pode originar certas mineralizações (sulfuretos, óxidos de ferro), especialmente em calcários e xistos verdes.

Quanto à idade do metamorfismo regional, é difícil precisá-la. A existência de amígdalas, lenticulas e veios calcíticos, quartzíticos e quartzo-feldspáticos, dobrados, e, por outro lado, o paralelismo entre essas lenticulas e os minerais constituintes, parecem testemunhar um metamorfismo sintectónico.

Segundo GOGUEL (1965), o metamorfismo está intimamente ligado à deformação. São, sobretudo, a elevação de temperatura e a maior actividade dos fluidos de impregnação das rochas que vão diminuir a resistência destas à deformação, sempre muito lenta.

Este clima fisico-químico (fluidos, água supercrítica devida ao aumento de temperatura, mobilidade iónica, etc.) pode ter existido nos tempos câmbricos, como parece indicar a actividade ígnea desenvolvida nessa altura. A própria granitização do final do ciclo caledónico, a ter-se dado, evocaria a existência de pressões horizontais, capazes de criar o «clima fisico-químico» próprio do metamorfismo regional.

Embora certas condições se encontrem mais bem representadas no ciclo hercínico, não é de desprezar a possibilidade de os processos metamórficos se terem iniciado, talvez, desde o Câmbrico (fase sarda), embora muito lentamente. Por outro lado, as formações poscâmblicas não estão, na maior parte, metamorfizadas, ou, quando muito, nota-se um metamorfismo mais fraco do que o das rochas câmblicas.

ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS

I — GNAISSES, LEPTINITOS E XISTOS QUARTZO-FELDSPÁTICOS

Este grupo de rochas está largamente representado na região estudada. Compreende tipos essencialmente quartzo-feldspáticos, de textura variável, quase sempre intimamente associados e distribuídos, principalmente, ao longo de uma faixa que se estende desde a região de Portel até a de Ficalho, junto da fronteira. Mostram, muitas vezes, estruturas blastoporfíricas e outros aspectos residuais, em toda a extensão da faixa delimitada, o que leva a admitir, para muitas destas rochas, origem comum, a partir de rochas porfíricas, em que foram preponderantes os fenómenos dinamometamórficos. Com efeito, além das rochas miloníticas, outras há, completamente recristalizadas ou, ainda, com vestígios de cataclase e estruturas residuais, cuja origem a partir de rochas porfíricas é incontestável. São os ortognaisses, os ortoleptinitos e, talvez, alguns xistos quartzo-feldspáticos.

É possível, até, comparando os milonitos com aquelas rochas, encontrar termos de passagem, em que se vão acentuando os efeitos dinâmicos, sobrepondo-se, finalmente uma recristalização progressiva, que confere à rocha fácies gnáissica, leptínica ou xistosa. Não é raro encontrarem-se pórfiros tectonizados passando, nos bordos, a gnaisse e a xistos quartzo-feldspáticos.

As rochas quartzo-feldspáticas estão associadas com xistos luzentes, subordinados, em que o feldspato é acessório, ou, está ausente, e com xistos luzentes, muito siliciosos, com nítido folheado devido à alternância de leitos micáceos e de leitos quase exclusivamente de quartzo.

As fácies sedimentares, quartzo-feldspáticas, também se localizam preferentemente na faixa considerada e, por metamorfismo, deram os termos paraderivados, correspondentes. Conhecedam-se gnaisse e xistos contendo resíduos de pórfiro, quartzito, arcose e minerais, como o quartzo e o feldspato, muitas vezes arredondados.

As rochas ortoderivadas e paraderivadas encontram-se, no terreno, lado a lado, não sendo possível a separação. Não é raro apresentarem aspectos de «porphyroides» (gnaisse sericiticos ou cloriticos, oclados).

GNAISSES — Estas rochas mostram intenso folheado, devido à alternância de bandas quartzo-feldspáticas e, de outras, essencialmente filíticas.

Quando o material micáceo é muito abundante, o gnaissismo da rocha torna-se, macroscopicamente, menos evidente. As rochas são, então, micaxistos feldspáticos, luzentes. Encontram-se, aliás, todos os termos de transição não só entre os gnaisse e os xistos quartzo-feldspáticos, como, também, entre estes últimos e os micaxistos feldspáticos (mais pobres de feldspato) que passam, por sua vez, a micaxistos quartzíferos, com enriquecimento de quartzo e desaparecimento de feldspato.

Os gnaisse têm grão relativamente fino e, consoante a natureza dos minerais que acompanham o quartzo e o feldspato, podem ser compactos ou xistosos (gnaisse filíticos). Neste último caso, os elementos filíticos podem desenvolver-se a ponto de se confundirem no terreno com micaxistos. Estas rochas, ricas de material micáceo, poderiam ter derivado de grauvaques ou de arcoses xistentas.

Não é raro encontrarem-se estruturas residuais, com a existência de fenoclastos de feldspato e quartzo (blastoporfírica), ocladas («augen»), miloníticas («mortar structures»), etc., que não foram completamente apagadas pela recristalização dos minerais da rocha. A existência, por vezes, de ocelos arredondados de quartzo e de feldspato, ou de agregados destes minerais, sugere origem sedimentar a partir, provavelmente, de arcoses, grés ou conglomerados arcósicos.

Mancha de Portel-Vera Cruz—O estudo das amostras desta mancha revelou que a composição principal, mais frequente, é a seguinte: albite-oligoclase, quartzo, biotite e clorite. Estes minerais podem, além disso, ser acompanhados por sericite, epidoto, calcite, esfena-leucóxena, magnetite e ilmenite.

O feldspato e o quartzo podem aparecer em fenocristais, frequentemente, invadidos pela matriz em vias de recristalização. Aqueles elementos estão corroídos e nem sempre mostram vestígios de pressão («stress»), pelo que se pode supor, nestes casos, uma recristalização da rocha, originalmente porfírica, que se estende aos fenocristais. O mineral ferromagnésiano dominante é a biotite verde, em lamelas pouco desenvolvidas, tornando-se acastanhadas quando ricas de ferro. Estas rochas têm coloração verde quando são ricas de clorite e de epidoto. A mica negra pode tomar grande desenvolvimento e associar-se à moscovite, dando à rocha aspecto luzente.

Os gnaisses existem, também, noutra faixa, essencialmente leptinitica, onde se situa a mina de Orada. Uma amostra representativa desta rocha contém albite-oligoclase, quartzo, anfíbola verde, biotite, sericite e óxidos de ferro. Observaram-se, além disso, fenocristais com carácter residual.

Noutro exemplar gnáissico são flagrantes os fenómenos de cataclase, com torção e fracturação dos fenocristais e com granulação do material quartzo-feldspático, originando matriz muito fina. Nesta rocha observou-se a existência duma anfíbola esferapada e transformada em actinolite acicular e alguma biotite. Podem ter resultado de metassomatismo facilitado por acções dinâmicas. A actinolite distribui-se em alinhamentos que parecem corresponder a superfícies de esmagamento, onde a difusão se deu mais livremente.

A plagioclase dos fenocristais, geminada polissinteticamente, tem a composição duma oligoclase ácida; mostra-se deformada e substituída por albite, nos bordos, e em manchas no seio dos cristais. A albite xenoblástica associa-se ao quartzo, formando um mosaico, com bandas mais ou menos grosseiras. O quartzo pode existir em «ninhos» de aspecto oclado, recristalizado. O desenvolvimento de mirmequite, nos bordos de alguns fenocristais, deve resultar de pressão orientada («stress»). As plagioclases encontram-se, muitas vezes, bastante deformadas e em vias de albitização (albite limpada). O quartzo residual mostra forte extinção ondulante e granulação fina. Estes fenoclastos destacam-se dum mosaico fino, quartzo-feldspático recristalizado, onde se associam os elementos filíticos, em agregados lamelares, e, também, em faixas ou películas muito alongadas e flexuosas, envolvendo e, até, penetrando os fenoclastos.

Estas rochas variam desde gnaisses francamente recristalizados, a verdadeiros milonitos, aspectos que se podem encontrar, lado a lado, no mesmo afloramento.

As rochas em questão sofreram laminação, que facilitou a recristalização, acenquando-se, assim, o gnaissismo.

Em certos gnaisses o carácter milonítico está, ainda, patente. O grão é relativamente grosseiro (a sul de Algarés, Portel). Por outro lado, a existência de fenoclastos de microclina, além da plagioclase, de quartzo e das micas e, ainda, a granularidade grosseira, que não se pode atribuir à recristalização da rocha, sugerem a existência de granitos antigos, posteriormente tectonizados.

É curioso notar que a microclina deformada se vai encontrar nalgumas arcoses, descritas mais adiante.

A relação existente, no terreno, entre vulcanitos tectonizados e gnaisses, e a sobrevivência de cristais idiomórficos (megacristais) de quartzo e de feldspato, revelam, nestes casos, a natureza ígnea dos materiais originaes.

Não é raro, todavia, observarem-se vários aspectos que favorecem, antes, a origem «para» de alguns gnaisses. Assim, além da associação local de gnaisses e arcoses (mais nítida na região de Ficalho), a existência de ocelos e de cristais residuais

arredondados, de fragmentos líticos e minerais, de estratificação (devida a leitos mais ricos de minerais opacos), etc., denota a origem detritica destas rochas.

Parece, pois, haver dualidade de origem para os gnaisses e restantes rochas quartzo-feldspáticas metamorizadas. Contudo, nesta faixa de Portel-Vera Cruz, de actividade vulcânica ácida, importante, parecem predominar largamente os gnaisses de origem «orto».

Mancha de Vale do Vargo-Ficalho — Os afloramentos gnáissicos, anteriormente referidos, reaparecem numa faixa, relativamente larga, entre Vale do Vargo e Ficalho.

Notam-se, de novo, os aspectos estruturais e mineralógicos anteriormente descritos. Assim, aparecem megacristais de quartzo, oligoclase e albite-oligoclase, numa matriz granoblástica fina, onde se encontram, alternando em bandas claras e escuras, albite, quartzo, moscovite, clorite, sericite, calcite e apatite.

Quando o metamorfismo da rocha progride, os fenoclastos quase desaparecem, corroídos e invadidos pela matriz recristalizada. Deste modo o folheado acentua-se, ainda mais. Quando os filitos tomam grande preponderância, a rocha tende para um xisto.

Alguns «ocelos» ou «ninhos» de agregados granulares finos, de quartzo e de feldspato, denunciam antigos fenocristais. Outros há, arredondados, que sugerem origem detritica.

A plagioclase residual (oligoclase com 10-15 % An), habitualmente com geminação lamelar, encontra-se alterada em damurite e, alguma clorite, em contraste com a albite xenoblástica, da matriz, sempre bastante limpada.

Certas zonas de granulação muito fina, contrastam com outras, mais grosseiras recristalizadas.

Existem bandas ricas de minerais corados, tais como: epidoto, clorite, minério opaco, biotite e moscovite (ligeiramente esverdeada).

Tal como nas rochas da mancha anterior, é evidente, em certos casos, a origem destas rochas porfiríticas. Por outro lado, é nesta mancha que melhor se observam as relações dos paragnaisses com os metassedimentos, arcósicos e grauváquicos, donde derivam.

LEPTINITOS — Estas rochas encontram-se bem representadas nas manchas de Portel, Orada, Charneca e Moura, mais ou menos associadas aos outros tipos quartzo-feldspáticos.

Nos leptinitos, os minerais ferromagnesianos têm importância subsidiária, ao lado do quartzo e do feldspato. Consoante a natureza dos elementos acessórios, pode haver: leptinitos biotíticos, cloríticos, anfibólicos, etc.

Os leptinitos são rochas leucocráticas, de grão fino e textura normalmente compacta.

O grão é, por vezes, de tal maneira fino que só é resolúvel ao microscópio. Trata-se, neste caso, de leptinitos felsíticos. Estes predominam na mancha da Charneca; podem ser ricos de produtos ferruginosos, tomando, então, cor avermelhada, que lembra muito os jaspes. Vêem-se, por exemplo, junto da estrada de Brinches a Moura. A estrutura é microcristalina; contém quartzo, alguma biotite, clorite e óxidos de ferro.

Mancha de Portel — Na faixa quartzo-feldspática, que ocupa o núcleo do anticlinório de Portel, encontram-se alguns afloramentos de leptinitos, associados aos outros tipos quartzo-feldspáticos. São rochas de tons claros, de granularidade fina, compactas, quando não estão alteradas. Compõem-se, essencialmente, de um

mosaico granoblástico, quartzo-feldspático, onde se destacam, por vezes, cristais residuais de quartzo e de feldspato (vulgarmente oligoclase geminada). Estes elementos podem formar «ocelos».

Os filitos são, habitualmente, pouco abundantes; compreendem moscovite, biotite e clorite. Existem em lamelas, disseminadas na rocha, sem grande desenvolvimento.

Por vezes, certo enriquecimento de material micáceo e o aparecimento de bandas incipientes, conferem à rocha tendência gnáissica.

Mancha de Orada—Os leptinitos desta mancha são compactos, esbranquiçados ou acinzentados, de grão, frequentemente, muito fino, com estrutura granoblástica e diablastica ou, até, grano-lepidoblástica, quando os elementos filíticos são abundantes.

Contêm, essencialmente, quartzo, feldspato (normalmente albite), constituindo um mosaico de grãos engrenados, acompanhados, acessoriamente, por clorite, biotite, epidoto, calcite, turmalina, produtos ferruginosos, etc. Estes últimos elementos podem conferir à rocha certa xistosidade.

Uma amostra colhida próximo da mina de Orada revelou intensa mineralização de magnetite e hematite. O minério forma faixas orientadas, concordantes com a xistosidade, que imprimem à rocha pronunciado folheado. As massas de ferro parecem, assim, ter a idade da xistosidade das rochas.

Próximo de Pedrógão, os leptinitos contêm granadas (série grossulária-andradite), em resultado da proximidade do granito. As granadas envolvem os elementos quartzo-feldspáticos; parecem estar em relação com a biotite; dispõem-se em bandas, de modo que a rocha aparenta ter certo folheado.

Não é raro encontrarem-se estruturas blastoporfiríticas.

Mancha de Moura—As rochas desta mancha são, habitualmente, granoblásticas, finas e, por vezes, xistosas. Compreendem leptinitos sericíticos e, raras vezes, felsíticos.

A rocha típica apresenta matriz fina, quartzo-feldspática, por vezes criptocristalina. Nota-se certa xistosidade imposta pela mica branca (sericite), o elemento filítico mais abundante. A rocha deixa ver uma laminação, talvez residual.

Bandas escuras de grão extraordinariamente fino, por vezes criptocristalino, onde a recristalização é incipiente, alternam com bandas claras, de grãos maiores, orientados paralelamente à xistosidade e normalmente às bandas.

Alguns agregados feldspato-sericíticos, grandes e de contornos rectilíneos, podem corresponder a fenocristais antigos, transformados, emergindo no seio duma matriz rica de sericite. Neste caso, as rochas lembram os «porphyroides» da zona dos Micaístos Superiores (JUNG E ROQUES, 1952).

Ao microscópio podem ainda observar-se leitões e lenticulas estiradas, granulação muito fina e películas de elementos micáceos que correspondem a superfícies de escorregamento.

Tudo parece indicar que grande parte destas rochas é constituída por ortoleptinitos, derivados de pórfiros que aliás se conhecem muito próximos daqueles, numa mancha a sul de Moura, nitidamente cataclásticos.

Estes leptinitos, com enriquecimento de sericite e consequente desenvolvimento da xistosidade, convergem no sentido dos xistos quartzo-sericíticos. Estes dois tipos encontram-se, com certa frequência, no terreno, lado a lado, como se pode ver logo à saída de Moura, na estrada para Sobral da Adiça.

Mancha a sul de Vera Cruz — Nesta mancha, os leptinitos estão associados a gnaisses; muitas vezes, a textura daqueles tem tendência a gnáissica. Os leptinitos incontestáveis são leucocráticos, de grão fino, maciços. Não é raro mostrarem leitos quartzo-feldspáticos, alternantes com outros, cloríticos.

A biotite pode existir; aparenta, por vezes, carácter residual, com lamelas esverdeadas e esfarrapadas.

Na região de Ficalho os leptinitos são mais raros. Contudo, encontram-se alguns, associados às outras rochas quartzo-feldspáticas, com características semelhantes às anteriormente referidas.

Dois amostras estudadas, de locais muito próximos, mostraram o estreito parentesco entre elas, pois, enquanto uma apresenta, ainda, estrutura francamente milonítica, a outra, de composição mineralógica idêntica, é, nitidamente, um leptinito.

Nesta região estão muito desenvolvidas as fácies quartzo-feldspáticas detriticas (arcose, grauvaques, etc.). Deste modo, é de esperar que alguns leptinitos e gnaisses, associados àquelas, tenham origem «para», visto que as formações foram metamorfiçadas conjuntamente.

De facto, é nesta região que melhor se observam os gnaisses derivados das séries detriticas.

As arcoses xistentas e os grauvaques estão aqui muito desenvolvidos e associados, frequentemente, aos gnaisses. Estes, quando mostram quartzo e feldspato residuais, de aspecto clástico, por vezes arredondados, parecem resultar daqueles sedimentos.

Algumas metarcoses, do afloramento mais meridional da serra de Ficalho, muito finas e compactas, lembram paraleptinitos. O exame microscópico, de algumas amostras, revelou a existência de paraleptinitos felsíticos, bandados, entre aquelas metarcoses.

XISTOS QUARTZO-FELDSPÁTICOS — Estas rochas diferem, essencialmente, das anteriores, pelo carácter xistoso. São xistos luzentes que podem confundir-se, no terreno, com os micaxistos não feldspáticos. No entanto, os primeiros denotam, quase sempre, intenso folheado (s. str.), carácter que facilita a separação dos outros xistos no campo.

Nalguns destes xistos desenvolvem-se películas micáceas que parecem corresponder a superfícies de escorregamento («slip surfaces»). No seio deste material micáceo podem existir «ilhas» de agregados quartzo-feldspáticos, finamente granulares. Neste caso, parecem ser filoníticos, estão associados com pórfiros cataclásticos e com ortoleptinitos (Sesmarias, estrada de Moura para Sobral da Adiça). Também se podem considerar aquelas «ilhas» como estruturas blastomiloníticas e, então, o xisto resultou da recristalização numa rocha cataclástica.

O material micáceo (biotite, moscovite e clorite) é abundante, em leitos largos e flexuosos, associados com um mosaico fino e irregular, quartzo-feldspático.

O feldspato é normalmente albitico e, por vezes, é albite-oligoclase. Encontra-se associado ao quartzo numa matriz granoblástica.

Alguns xistos denotam, ainda, aspectos residuais, como sejam: lenticulas, leitos muito estirados e alguns ocelos alongados de quartzo e de feldspato. Estes aspectos estruturais herdados, a associação e passagem a outras rochas quartzo-feldspáticas de origem «orto», sugerem que estes xistos tiveram origem idêntica.

Encontram-se, ainda, nestes xistos, calcite, sericite, zircão, apatite e produtos ferruginosos.

Mais raramente, observam-se ocelos (atingindo 1 cm), que conferem aos xistos um aspecto de «porphyroide». Estes xistos contêm grandes fenoclastos de quartzo e feldspato, além de fragmentos líticos (pórfiros, quartzitos e arcoses), que são habitualmente arredondados. Estas rochas, de origem detritica, encontram-se, por exemplo, entre o M.¹⁶ da Ferradura e o V.G. de Savos (Ficalho).

De entre estes xistos, alguns revelaram conter pouco feldspato, ou mesmo nenhum, e serem muito siliciosos. São xistos quartzo-micáceos, talvez, paraderivados de grauvaques ou de quartzitos impuros. Podem confundir-se no terreno com os xistos quartzo-feldspáticos, pois apresentam, tal como estes, nitido folheado (leitos micáceos alternantes com leitos de quartzo).

Em suma, como resultado de tectonização e metamorfismo de rochas quartzo-feldspáticas, formaram-se gnaisses, leptinitos e xistos, que mostram os mais variados tipos de transição, especialmente, quanto ao aspecto estrutural.

É frequente observarem-se pórfiros tectonizados, passando nos bordos a gnaisses e, mais lateralmente, a verdadeiros xistos, de composição quartzo-feldspática. Os milonitos, descritos em capítulo posterior, tomam, assim, o papel de «fácies residuais» (por ex. os milonitos assinalados no mapa geológico, nas proximidades de Vale do Vargo e os situados ao longo da ribeira de Odearça).

As rochas quartzo-feldspáticas epimetamorfizadas parecem derivar de formações tanto detriticas como vulcánicas. Favorecem a origem detritica daquelas rochas: a existência de fragmentos de feldspato, quartzo e, mais raramente, líticos (pórfiros, quartzitos, etc.), por vezes arredondados; a abundância de material filítico; a observação de certas bandas ricas de minerais opacos, mimetizando a estratificação; a associação no terreno com arcoses e grauvaques, aos quais passam, por vezes, gradualmente.

Pelo contrário, a existência de cristais residuais idiomórficos de feldspato e quartzo, as raras pseudomorfozes observadas de minerais ferromagnesianos (agregados epidóticos substituindo a piroxena?), a zonagem de certas plagioclases idiomórficas, alguns agregados de feldspato automórfico e a passagem lateral, que por vezes se nota, de pórfiros tectonizados a gnaisses, são factores que sugerem a origem vulcânica de algumas rochas quartzo-feldspáticas (ortognaisses, ortoleptinitos, etc.).

Na maior parte dos casos, em que o metamorfismo apagou os vestígios da rocha original ou subsistem estruturas duvidosas, não é possível determinar a origem da rocha.

II — ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS DETRÍTICAS

Na área estudada encontram-se várias formações de composição essencialmente quartzo-feldspática, em que o carácter detritico está ainda bem patente. São rochas, na maior parte das vezes, metamorfizadas ligeiramente. Compreendem arcoses, grés, grauvaques, etc. Encontram-se localizadas, principalmente, entre a serra da Preguiça e o contacto com o Devónico, a sul de Ficalho-Aldeia Nova.

Fora desta área, apresentam fácies metamórficas (paragnaisses, paraleptinitos, etc.) que se confundem com os tipos ortoderivados. As formações quartzo-feldspáticas, ortoderivadas e detriticas, encontram-se, lado a lado, nas mesmas zonas. Tudo parece indicar que a desagregação dos materiais ígneos, quartzo-feldspáticos, teria originado a série detritica correspondente.

Os tipos metassedimentares, anteriormente referidos, mostram vários termos de transição, de separação cartográfica impossível. Assim, encontram-se associados os tipos referidos e os grés arcósicos, grauvaques arcósicos, grauvaques feldspáticos, etc.

Passaremos, em seguida, à descrição das rochas mais típicas deste conjunto de fácies detrítica, incluindo os termos metamorfizados (metarcoses, metagruvaques, etc.).

ARCOSES — Estas rochas, de granularidade muito fina a grosseira, têm, normalmente, cor cinzenta ou parda e, quando alteradas, são amareladas e esbranquiçadas.

Escolhemos uma amostra representativa, colhida junto da estrada para Sobral, na primeira mancha a sul do V.G. de Ficalho, para a descrição óptica. Esta amostra denota ter sofrido ligeiro metamorfismo. A rocha apresenta uma matriz fina, essencialmente de quartzo e de feldspato, de grãos xenoblásticos, perfeitamente engrenados. Outros elementos se podem encontrar na matriz, como sejam: moscovite (lamelas e feixes alongados), calcite (em grandes cristais e massas alongadas), e, acessoriamente, clorite, damurite, esfena, zircão, etc.

Desta matriz destacam-se fenoclastos de quartzo, microclina e plagioclase (oligoclase). Os feldspatos são muito abundantes e encontram-se deformados.

A matriz mostra recristalização, relativamente avançada; nota-se xistosidade e a quase ausência de cataclase, nos elementos neoformados. Pelo contrário, a deformação é nítida nos megaclastos, com torção e deslocação das geminações dos feldspatos e com extinção rolante, no quartzo.

Esta rocha é, assim, uma metarcose micácea.

Os elementos micáceos conferem, frequentemente, aspecto luzente e estas rochas são as arcoses xistentas.

Outros aspectos se podem ainda encontrar, neste tipo de rochas. Assim, o material filítico (clorite, moscovite, etc.) pode ser muito abundante e a rocha tenderá para um grauvaque, com xistosidade nítida. Noutros casos, os elementos micáceos são escassos e as arcoses são quase exclusivamente quartzo-feldspáticas. A rocha torna-se, então muito compacta, sobretudo se a textura for muito fina. A arcose pode tornar-se bandada, devido à alternância de leitões mais recristalizados, do que outros, ou, ainda, devido a impurezas (poalhas de produtos ferruginosos, escamas micáceas, etc.).

A impregnação limonítica parece estar, por vezes, em relação com a alteração de pirites.

As arcoses, quando muito compactas, lembram, à primeira vista, chertes; mas, quando estão alteradas, a coloração esbranquiçada que tomam, traduz a existência de feldspatos. Certas metarcoses, compactas e pouco micáceas, aproximam-se bastante dos paraleptinitos.

Numa amostra da serra da Preguiça, observou-se que os fenoclastos de feldspato são quase totalmente de microclina e microclina-pertite. A plagioclase era pouco abundante, sendo de admitir que não tivesse resistido ao transporte (elementos clásticos sub-angulosos e sub-arredondados). Tanto a composição desta arcose, como a granularidade, sugerem uma relação com rochas graníticas. Facto curioso, os elementos deformados mostram a falta de paralelismo das direcções de laminação, entre si e com a estratificação e, também, com a xistosidade incipiente. Isto leva a pensar que os elementos sofreram cataclase, anteriormente à deposição. Sendo assim, teria existido deformação anterior à formação da rocha que os contém.

Mais raramente, podem encontrar-se fragmentos de pórfiro e de agregados epidóticos e cloríticos; estes últimos, mimetizam os contornos de minerais anteriores, que parecem ser de piroxena. Esta verificação denota a existência de vulcanitos anteriores às rochas detríticas, quartzo-feldspáticas.

Quando se procedeu ao estudo dos termos ortoderivados, quartzo-feldspáticos, referimo-nos à existência da actividade ignea antiga.

GRÉS — Estas rochas encontram-se, na maior parte das vezes, associadas às arcoses, das quais dificilmente se distinguem, no terreno.

A quantidade de feldspato é variável, resultando, deste modo, vários termos, desde os grés quartzíticos aos grés arcósicos. Observam-se, também, grés impuros, com tendência para grauvaques.

GRAUVAQUES — São estas rochas, juntamente com as arcoses, as mais representativas da série detritica. A maior parte, consta de metagrauvaques, habitualmente feldspáticos e, mais raramente, arcósicos. Mostram estratificação nítida, à qual se sobre põe a xistosidade. Leitos quartzo-feldspáticos alternam com outros muito ricos de material filítico (clorite, moscovite, biotite, etc.).

O feldspato parece ser, frequentemente, a albite. Os restantes elementos são: esfena, zircão, apatite, produtos ferruginosos, turmalina, epidoto, calcite, etc.

Estes grauvaques podem ser francamente bandados, denotando a deposição rítmica original (do tipo «flyphsch») de materiais argilosos e quartzo-feldspáticos. O metamorfismo, de que foram alvo, acentua ainda mais estas bandas originais. As rochas mostram, por vezes, fácies metamórfica, que lembra os xistos luzentes, feldspáticos.

Quando o quartzo é muito abundante, as rochas são metagrauvaques quartzíferos. Numa amostra observou-se um fragmento de piroxena e restos de biotite, esfarapada e esverdeada.

Quase todas estas rochas denotam o intenso dobramento a que foram sujeitas, facilitado pelo material micáceo, mais plástico, originando-se numerosas microdobras. A cataclase manifesta-se, de preferência, nos grãos de quartzo e de feldspato.

Os grauvaques têm larga distribuição, encontrando-se por toda a parte, entre Sobral da Adiça e Ficalho, predominando junto das arcoses, embora muitas vezes pouco evidentes pela fácies xistenta que tomam. São, quase sempre, feldspáticos

QUARTZITOS E LIDITOS

Na região estudada afloram numerosas rochas siliciosas que sofreram, maior ou menor recristalização. Compreendem, principalmente, quartzitos e alguns metaliditos.

Mais raramente, podem existir metachertes ou metaquartzitos muito finos.

Estas rochas siliciosas originam, muitas vezes, relevos importantes (Atalaia Gorda, Mesquita, Adiça, etc.). Estão frequentemente, associadas a calcários, que podem estar muito endurecidos, devido a terem sofrido silicificação. Alguns calcários estão de tal maneira silicificados, atravessados por veios e lenticulas de quartzo, que parecem passar a quartzitos, em resultado da intensa metassomatose siliciosa. É o que se verifica na Preguiça (próximo do palacete), alturas da serra de Ficalho, cerro da Atalaia Gorda, etc.

QUARTZITOS — A maioria dos quartzitos resultaram do metamorfismo sofrido pelos sedimentos siliciosos, encontrando-se, de modo geral, completamente recristalizados, com estrutura granoblástica; os grãos de quartzo mostram-se perfeitamente engrenados. Os quartzitos têm, normalmente, cores esbranquiçadas ou acinzentadas, ou ainda, avermelhadas, esverdeadas, etc., consoante as impurezas que englobam.

Deixam ver, por vezes, vestígios da origem sedimentar, como seja, a existência de leitões de quartzo, micro e criptocrystalinos, lembrando chertes, e de grãos de

quartzo clásticos. Também, a alternância de leitos de quartzo, com leitos ou películas micáceas, lembra a estratificação original.

Além do quartzo, constituindo um mosaico granoblástico, encontram-se, acessoriamente: moscovite, clorite, sericite, biotite (raramente), epidoto, produtos ferruginosos, rútilo, pirite, calcite e apatite.

Acontece, por vezes, que alguns destes elementos tomam larga distribuição, como sucede com os filitos; estes, quando muito abundantes, conferem aos quartzitos o carácter xistóide (quartzitos micáceos), que pode resultar, também, da tectonização da rocha. Neste caso, o quartzito fica laminado e o quartzo mostra-se alongado e com orientação óptica comum.

Os quartzitos micáceos não são raros; têm certas superfícies brilhantes devido ao desenvolvimento de leitos micáceos (moscovite e clorite). Com o aumento de material filítico, passa-se aos xistos quartzo-micáceos, que se encontram, às vezes, associados aos quartzitos.

O epidoto é, em alguns casos, abundante; pode, até, constituir agregados que parecem mimetizar os contornos dum mineral máfico, proveniente, provavelmente, duma rocha básica, como se observou em duas amostras. Note-se que algumas rochas verdes se localizam muito próximo destes quartzitos.

Nos quartzitos avermelhados o material ferruginoso é relativamente abundante, em faixas estreitas e massas alongadas, que podem ter resultado, nalguns casos, da alteração de pirites.

Conhecem-se quartzitos ricos de sulfuretos metálicos, especialmente pirite e calcopirite (Algares). Estas substâncias metálicas dispõem-se segundo a estratificação original e representam, por vezes, mineralização importante.

Entre outros aspectos, os quartzitos podem ser gresosos. Estes tipos localizam-se na Atalaia Gorda e dentro da série arcósico-grauvácica, por exemplo.

Nalguns casos, a matriz de quartzo é muito fina, cripto e microcristalina, conferindo à rocha carácter chértico. Massas de chertes e metachertes aparecem interstratificadas com os quartzitos, parecendo corresponder a núcleos residuais dos materiais siliciosos originaes.

A silicificação dos calcários pode originar, também, quartzitos muito finos, de aspecto chértico, em lenticulas e massas alongadas. Segundo C. ROMARIZ (1965), as observações petrográficas parecem indicar que a chertificação se deu por epigenia.

LIDITOS — Estas rochas siliciosas, negras, são normalmente muito finas e compactas. Só raramente correspondem a verdadeiros liditos (bandas criptocristalinas de calcedónia, nos liditos a sul de Moura). Encontram-se mais ou menos recristalizadas e incluem metaliditos e alguns quartzitos negros.

Os liditos compõem-se dum mosaico fino, cripto-microcristalino ou francamente cristalino, de grãos de quartzo irregulares, aos quais se associam óxidos e hidróxidos de ferro, grafite, clorite, sericite, etc.

As substâncias opacas encontram-se habitualmente espalhadas por toda a rocha, em pequeníssimas escamas e grânulos, formando como que finíssima poalha.

Os liditos podem ser bandados devido à alternância de leitos de diferente granularidade e, também, à existência de leitos mais ricos, do que outros, de produtos opacos.

Estas rochas estão associadas com xistos, de tonalidades escuras (quando frescos), constituindo um conjunto que designamos por «série negra». Estas formações estão representadas, principalmente, na região de Sobral da Adiça, dispondo-se numa estrutura em periclinal. Os liditos aparecem, ainda, com relativa espessura a sul de Moura; são atravessados pela estrada de Moura a Serpa.

Em suma, este conjunto de rochas quartzíticas parece representar metassedimentos originados, muito provavelmente, à custa de depósitos siliciosos, de tipo «cherte» (incluindo os liditos), devido a um epimetamorfismo, nem sempre suficiente para apagar todos os vestígios da origem sedimentar.

A associação frequente com calcários, por vezes siliciosos e gresosos, faz suspeitar da existência de quartzitos derivados, além da metassomatose siliciosa referida, de depósitos gresoso-calcários.

ROCHAS VERDES

INTRODUÇÃO

A designação de «rocha verde» é aqui utilizada em sentido lato, englobando os prasinitos e as rochas verdes propriamente ditas.

O termo «prasinito» (KALKOWSKY in NOVARESE, 1895) refere-se a um grupo de rochas caracterizadas pela presença de albite e de minerais corados (anfíbola, epidoto e clorite). Os prasinitos típicos são muito ricos de albite; consoante a natureza do mineral corado dominante, denominam-se prasinitos anfibólicos, epidóticos, ou cloriticos. Com a deminuição do teor de feldspato estas rochas passam a cloritoxistos feldspáticos e cloritoxistos, estes últimos mais ricos de quartzo.

O mesmo se pode dizer em relação às rochas anfibólicas e epidóticas. Modernamente admite-se origem sedimentar para a maioria das rochas prasiniticas (MITCHELL, 1953). Em contrapartida, as rochas verdes propriamente ditas representam um grupo litológico de composição mineralógica idêntica, mas que se formou, incontestavelmente, por metamorfismo de rochas eruptivas (peridotitos, gabros, doleritos, etc.). Estas rochas ortoderivadas parecem ser as mais representativas das rochas verdes da região alentejana.

Adoptaremos a designação genérica, para as rochas verdes, visto que, na maior parte dos casos, não é possível atribuir-lhes origem «orto» ou «para». Contudo, a grande maioria tem composição prasinitica.

Nas regiões do sul da Meseta, onde existem rochas verdes, verifica-se que a quase totalidade são de origem «orto», como deixa ver o fraco metamorfismo sofrido pelas rochas originais.

Será feita, mais adiante, uma tentativa de interpretação genética das rochas verdes, baseada nalgumas análises químicas.

As rochas verdes da área estudada ocupam faixas, por vezes, muito extensas e contínuas, outras vezes descontínuas e lenticulares. Encontram-se interstratificadas com formações originalmente sedimentares, tendo sofrido conjuntamente deformações tectónicas e acções metamórficas. De maneira geral, situam-se em diferentes níveis da coluna estratigráfica, sendo, no entanto, no topo desta que tomam maior desenvolvimento (na «série xistenta»).

A associação íntima entre as rochas verdes e as rochas sedimentares faz presumir que elas se produziram em meio marinho, durante a sedimentação, correspondendo provavelmente a soleiras («sills») introduzidas entre os sedimentos ainda não consolidados.

Parecem, pois, corresponder a um vulcanismo básico, do tipo geossinclinal, que se desenvolveu durante o Paleozóico inferior, dando origem a formações básicas, por vezes, muito extensas e que sofreram, posteriormente, transformações metamórficas que lhes modificaram as características petrográficas e texturais. Assim, encontram-se não só verdadeiros «xistos verdes», como, também, rochas verdes granulares, maciças, correspondendo normalmente a metadoleritos (por exemplo, no Corte do Pinto).

As fácies petrográficas podem variar dentro da mesma faixa, notando-se a existência de rochas mais ou menos xistosas, ao lado de outras granulares, mostrando frequentemente disjunção esferoidal e originando afloramentos em blocos arredondados.

Estas rochas mais maciças representam relíquias de rochas granulares básicas.

Este facto é comprovado, também, microscópicamente, pela observação de estruturas residuais.

J. FABRIÉS (1963) pôs em evidência, num estudo petrográfico minucioso das rochas básicas da província de Sevilha, a relação entre a natureza das rochas vulcânicas e os sedimentos encaixantes; a estrutura e a composição das rochas verdes muda, com efeito, em função da litologia dos sedimentos encaixantes; a localização nas diversas zonas estruturais tem, também, influência.

O metamorfismo sofrido pelas rochas verdes do Alentejo não permitiu observar estas variações; contudo, é evidente a sua localização em diferentes níveis do ciclo sedimentar. Deste modo, existem rochas verdes associadas com xistos quartzo-feldspáticos, calcários e micaxistos, estando, em relação a estes últimos, mais desenvolvidas.

A falta de zonagem nestas rochas e a íntima associação e concordância com as rochas encaixantes, favorecem a hipótese da origem a partir de termos ígneos básicos.

Não é raro encontrarem-se afloramentos de xistos e calcários no seio das rochas verdes. Pelo contrário, quando se verifica a passagem de rochas verdes a calcários, por intermédio de calcoxistos cloriticos (Pedreira da Q.¹⁸ do Derramado, Monte do Pinel, etc.), observa-se certa zonagem, no terreno, indicadora, possivelmente, de deposição argilo-calcária, com maior ou menor abundância de elementos verdes. Um episódio menos calcário, poderia levar à formação de cloritoxistos e anfiboloxistos, à custa de materiais de rochas básicas pré-existentes.

Na Pedreira da Várzea do Outeiro (Vera Cruz) vê-se, ao lado da rocha verde, um calcário, com listras verdes, devido à predominância da fracção filítica (calcoxisto).

Quando predominam as micas brancas, a rocha torna-se luzente e faz, nitidamente, a transição para os micaxistos, que podem ser muito ricos de calcite (do tipo «schiste lustré»).

A origem «para» de algumas rochas verdes é provável, embora de difícil comprovação.

Algumas rochas de fácies calcária, muito ricas de calcite e de albite, com lenticulas verdes, lembram os «mictitos» de VUAGNAT (1946) que traduzem a mistura íntima de rochas vulcânicas e de calcários, sobretudo no contacto destes últimos (M.¹⁹ do Pinel, Marmelar).

Certos xistos verdes ricos de calcite, de quartzo ou de mica, com estratificação aparente, podem ter origem sedimentar. É natural que, tendo havido intensa actividade ígnea básica durante o ciclo sedimentar, a erosão tenha originado sedimentos, a partir de produtos vulcânicos, ricos de materiais básicos. Os calcoxistos, que se encontram, muitas vezes, ligados aos calcários, além de alguns xistos verdes como os cloritoxistos ricos de quartzo e pobres de feldspato, estariam nestas condições.

No que respeita a origem «orto», os elementos geológicos, petrográficos e químicos são mais favoráveis. Este problema será abordado mais adiante. Contudo não queremos deixar de chamar a atenção para o facto de, no Câmbrico, quer de Vila Boim, quer no do sul da Península, as rochas verdes serem, na maior parte, metadoléritos. Também a extensa faixa de rochas verdes, a norte de Moura e passando em S. Amador e Safára, mostra com frequência estruturas residuais eruptivas. Foi esta faixa que NERY DELGADO julgou representar o topo do que dominou «complexo Pré-câmbrico-Arcaico».

As rochas verdes mostram, frequentemente, folheado resultante da existência de leitos de composição e coloração diferentes (xistos bandados). Mesmo quando o folheado não é evidente, o exame microscópico mostra, quase sempre, xistosidade e leitos incipientes. Estes últimos são consequência dum processo de segregação metamórfica e, em alguns casos, podem traduzir a estratificação original.

A estrutura é na maioria dos casos, granolepidoblástica, podendo destacar-se fenoblastos, muitas vezes, com carácter residual, que conferem à rocha estrutura porfiroclástica.

As rochas verdes da nossa região compreendem tipos muito variados desde xistos de composição prasinitica a cloritoxistos, anfiboloxistos, etc., passando por termos mais ou menos feldspáticos.

Conhecem-se, mais raramente, gnaisses verdes com abundante feldspato, variando desde a albite à oligoclase, como aliás sucede nas rochas verdes típicas.

A quase totalidade das rochas verdes enquadra-se na fácies dos «greenschists», que se caracteriza pela presença de minerais hidratados de baixa temperatura e pela ausência de anfífolas aluminosas ou, quando existam, com fraco teor de O_3 Al_2 (variedade verde azulada, não se distinguindo ópticamente da hornblendita).

Anfibolitos propriamente ditos (rochas anfibólicas maciças e com plagioclase relativamente cálcica) são mais raros nas formações cristalinas estudadas. Pelo contrário, são mais frequentes nas auréolas de contacto (como foi referido anteriormente), onde representam uma fácies mais metamórfica do que a dos habituais xistos verdes.

As clorites mais comuns desta fácies são aluminosas, normalmente, do grupo das proclorites (MIYASHIRO, in TURNER 1960).

Passaremos, em seguida, ao estudo petrográfico das amostras estudadas, agrupando-as pelas associações mineralógicas mais características e escolhendo, também, os tipos mais representativos.

ESTUDO PETROGRÁFICO DOS XISTOS VERDES

1 — ALBITE-EPIDOTO-CLORITE

A proporção em que se combinam estes elementos varia consideravelmente de rocha para rocha, passando, sucessivamente, dos prasinitos típicos a prasinitos epidóticos, a prasinitos cloríticos (ovarditos) e, finalmente, a cloritoxistos.

Da mesma forma, na paragénese mencionada mais adiante, os prasinitos anfibólicos passam progressivamente a anfiboloxistos, com o enriquecimento de anfíbola. Note-se que, aqui, a referência a prasinitos não implica a origem sedimentar, como hoje se admite para os dos Alpes (MITCHELL, 1953); unicamente se pretende salientar a presença constante da albite, ao lado doutros minerais corados.

Estruturas blastoporfíricas e blastointersectais testemunham a origem ígnea de certas rochas.

A plagioclase característica é a albite, de composição variável, não chegando ao domínio da oligoclase. Quando esta se observa tem, normalmente, carácter residual, patenteando vestígios de cataclase, corrosão pela matriz, e sendo, por vezes, atravessada por albite finamente granular, de neoformação, mais pura e límpida do que a dos macrocristais. Numa amostra observámos porfiroblastos com aspecto ocellado. Estruturas glomeroporfíricas também se encontram.

O quartzo tem quase sempre carácter acessório, contribuindo para o carácter granoblástico da matriz. Observámos, num caso, teor elevado de quartzo, que formava massas alongadas e veios concordantes com a xistosidade, denotando extensões

rolantes. Deve-se ter dado uma silicificação da rocha, concomitante com a formação da xistosidade.

A clorite é mineral muito característico destas associações; existe em agregados lamelares e plagas alotriomórficas, juntando-se à plagioclase para formar a matriz da rocha. É pleocróica de verde erva a verde amarelado, mostra dispersão no violeta avermelhado e, mais raramente, no ultra azul. As características ópticas são as duma proclorite, com ferro e magnésio em partes sensivelmente iguais (TRÖGGER).

O epidoto constitui cristais idioblásticos e, mais frequentemente, grãos e massas irregulares. O pleocroísmo mostra: X = incolor a amarelo; Y = verde amarelado; Z = amarelo esverdeado. Está representada normalmente a variedade amarela, rica de ferro, biáxica negativa com $2V \sim 75^\circ$. Por vezes, aparecem idioblastos alongados, com Y orientado paralelamente à xistosidade. A zoizite é mais rara.

A calcite pode ocorrer associada aos minerais anteriores, em xenoblastos e massas irregulares.

Os restantes minerais, com carácter acessório, são: sericite, biotite, quartzo, ilmenite, esfena, apatite, leucoxena, óxidos e hidróxidos de ferro.

A associação albite-clorite é a mais característica. Junta-se-lhe, por vezes, a calcite, de maneira que a rocha toma a fácies de micaxisto calcífero; à medida que o teor de calcite aumenta a rocha tende para calcoxisto.

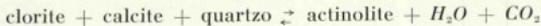
O epidoto e a zoizite, com estrutura diablástica, vêm frequentemente ligar-se à clorite e à albite. Origina-se, assim, o conjunto albite-clorite-epidoto, representando um termo ligeiramente mais metamórfico, em que a calcite reagiu com os silicatos.

Se a calcite original é muito abundante, parte dela resiste; forma-se então a associação albite-clorite-epidoto-calcite. Do mesmo modo, as rochas com esta composição, com o aumento progressivo da calcite tendem para os calcoxistos.

2 — ALBITE-CLORITE-CALCITE-EPIDOTO

A anfíbola pode aparecer associada a estes minerais, embora pouco desenvolvida, em fibras e agulhas.

A calcite é relativamente abundante e pode ter originado a actinolite, pela reacção com a clorite e algum quartzo, segundo o conhecido esquema:



A plagioclase é a albite, constituindo um mosaico de grãos anédricos. Não é raro encontrarem-se lenticulas de agregados albiticos, que parecem corresponder a antigos fenocristais, transformados em oculos. Muitas vezes, estes agregados conservam, no conjunto, a forma de antigos cristais de plagioclase.

A albite é muitas vezes invadida pela anfíbola.

Algumas hastas residuais de plagioclase, mal definidas, estão transformadas em agregados albite-epidoto-cloríticos.

Notam-se, ainda, vestígios de tectonização, como atestam a laminação da rocha e a extinção rolante, a deformação e forma lenticular dos feldspatos, que se observam, por vezes, nestas rochas.

Acessoriamente existem quartzo, sulfuretos metálicos, óxidos de ferro e leucoxena.

3 — ACTINOLITE-EPIDOTO-CLORITE-ALBITE (CALCITE-QUARTZO)

Neste grupo de rochas, a anfíbola toma grande preponderância sobre os outros minerais. Compreendem, no geral, xistos anfibólicos (actinolíticos) e, mais raramente,

xistos são sobretudo actinolito-albiticos. Os restantes elementos aparecem em proporções muito variáveis.

É frequente a albite predominar em certas bandas, alternando com outras mais ricas de elementos verdes (actinolite, epidoto e clorite).

A clorite tem tendência para desaparecer, em benefício da anfíbola, o que se poderia traduzir pelo esquema anteriormente indicado.

A anfíbola, que nos outros xistos verdes existe acessoriamente, toma, agora, grande importância, sob a forma de prismas bastante desenvolvidos e hastes alongadas.

Normalmente, a anfíbola tem pleocroísmo de verde amarelo pálido (X) a verde azulado (Z), $Z \wedge c = 11^\circ$ a 15° . As características ópticas são de actinolite; o forte pleocroísmo indica que contém algum ferro. Esta anfíbola não se distingue ópticamente da hornblenda aluminosa, verde azulada.

Não é raro encontrar-se também a anfíbola verde pálida, quase incolor (predominantemente tremolítica).

A clorite é vulgarmente pleocróica, com cores de interferência anómalas, acastanhada a púrpura. Parece corresponder à proclorite. Não é raro encontrar-se a penina.

Os minerais do grupo do epidoto estão representados, habitualmente, nestas rochas. A composição varia desde o termo ferrífero (amarelo, $2V \sim -70^\circ$) à zoizite (incolor, $2V \sim +50^\circ$). No entanto, a pistacite é o mineral epidótico mais vulgar.

A plagioclase existe em grãos xenoblásticos, constituindo mosaico, e em porfiroblastos idiomórficos, contendo, por vezes, inclusões doutros minerais. Tem a composição da albite, pobre de cálcio (no máximo albite-oligoclase) podendo apresentar geminação polissintética que, embora rara neste tipo de rochas, é mais frequente nos fenoblastos.

Alguns agregados albiticos, límpidos, parecem substituir antigas hastes duma plagioclase mais cálcica, cujos contornos são residuais. Também se podem observar, nalguns casos, aspectos blastointersectais.

Os restantes elementos constam habitualmente de quartzo, carbonatos, minério, biotite, apatite e esfena.

METADOLERITOS

Não é raro encontrarem-se derivados metamórficos dos doleritos, os metadoleritos, em que o fraco metamorfismo sofrido não conseguiu apagar os vestígios da rocha original. Nestes metadoleritos é possível observar algumas características residuais, tais como piroxenas, anfíbolas, plagioclases e estruturas intersectais, que resistiram ao metamorfismo.

A piroxena residual (habitualmente é augite titanífera) está quase totalmente transformada em uralite (hornblenda verde e actinolite), epidoto e clorite.

A hornblenda castanha, residual, só a observámos raramente. Nota-se que certos agregados de hornblenda verde e verde azulada deixam ver, ainda, alguns núcleos duma anfíbola castanha, que quase desapareceu.

A plagioclase cálcica aparece em hastes com disposição intersectal, ainda visível nos pontos em que a transformação não foi completa. A composição é variável (em média, 50% An), estando no geral saussuritizada (albite, clorite, epidoto, zoizite e calcite).

A plagioclase de neoformação é albite bastante límpida, em plagas e grãos que substituem as hastes residuais, deformadas e alteradas.

Podem encontrar-se, também, fenocrotite, magnetite, ilmenite, leucoxena, pirite, tura blastoporfírica.

As transformações sofridas pelos doleritos, devidas a metamorfismo epizonal, a que não são estranhas acções mecânicas, tendem à formação duma paragênese estável, da fácies dos xistos verdes («greenschists»), como seja: actinolite-albite-clorite-epidoto.

A anfibola de neoformação tem as características ópticas da actinolite (anfíbola verde azulada), habitualmente rica de ferro. Existe em prismas alongados e agregados aciculares, que penetram na plagioclase. A maioria deriva da piroxena e da anfíbola originais e, talvez, ainda, da hornblendita verde (uralite).

As clorites compreendem a penina e o clinocloro. Dos minerais do grupo do epidoto estão representados a pistacite e a zoizite.

Os restantes minerais são: calcite, biotite, magnetite, ilmenite, leucoxena, pirite, apatite e esfena.

ROCHAS VERDES DE OCORRÊNCIA ACIDENTAL

EPIDOTITOS — Associadas com os xistos verdes, referidos, encontram-se localmente, ocorrências de massas epidóticas que podem conter, além do epidoto, outros minerais subordinados, tais como: quartzo, actinolite, albite e calcite.

XISTOS ANTOFILITICOS — Estudámos algumas amostras, provenientes duma sondagem efectuada no jazigo de Algares (Portel). Apresentam a seguinte paragênese:

Antofilitite-talco-pirrotite-pirite-(quartzo-carbonatos)

Trata-se dum xisto verde, constituído, fundamentalmente, por uma massa asbestiforme onde se distinguem:

- a) Uma anfíbola incolor a verde, de birrefrangência média, extinção recta e alongamento positivo. Existe em prismas alongados, fibrosos e em agregados fibrosos. Tem características ópticas da antofilitite.
- b) Lamelas e escamas de talco.

No seio deste material verde de aspecto asbestiforme, destacam-se massas de sulfuretos (pirrotite e pirite), com aspectos lenticulares, aureolados habitualmente por quartzo e carbonatos. Nestes ocelos de minério verifica-se que o quartzo é sintectónico e corroi os minerais opacos, parecendo representar uma fase fluida, rica de SiO_2 e, talvez, de CO_2 pois os carbonatos estão associados, nos referidos ocelos.

As formas lenticulares estão de harmonia com a xistosidade, aparentando, em amostra de mão, disposição em leitos, provavelmente de segregação metassomática.

Note-se que estas mineralizações (além da blenda, barita, etc.) existem noutras rochas de origem sedimentar (calcários, quartzitos, etc.), interestratificadas com os xistos verdes. Todo este conjunto foi metamorfozido posteriormente, pelo que a concentração final, das substâncias úteis, deverá resultar de fenómenos metassomáticos.

A existência desta anfíbola magnesífera representa, do ponto de vista metamórfico, o topo dos «greenschists» (fácies quartzo-albite-almândinica), segundo TURNER (1960); traduz a existência dum excesso de *OFe* que não poderá substituir o *OMg* do talco.

Estes xistos magnesianos denotam a provável existência de rochas serpentínicas, que sofreram posteriormente um metamorfismo com acarreio de OH_2 , SiO_2 e CO_2 .

GNAISSE QUARTZO-ALBITO-CLORITICO — Esta rocha existente próximo de Vale do Vargo, tem a particularidade de apresentar, além de textura gnaissica e ocelada, um teor de quartzo relativamente elevado, pouco vulgar nas rochas verdes da região.

Notam-se cristais de plagioclase residuais, alterados e fracturados, numa matriz de grãos xenoblásticos quartzo-feldspáticos (albite) e de minerais corados, principalmente de clorite.

A clorite distribui-se em faixas que conferem à rocha textura bandada. Os elementos cloríticos envolvem, frequentemente, os grãos de quartzo e de albite, originando estrutura que lembra a septada («cloisonnée»), dando a impressão duma «micro-brecha» com os grãos quartzo-feldspáticos cimentados pela clorite e, até, pela calcite.

Estão bem patentes os vestígios de deformações. A textura da rocha deve ter resultado, em grande parte, de tectonização.

XISTO ALBITO-CALCITICO — Esta rocha, que lembra à primeira vista um calcóxisto, mostrou ser constituída por albite (45 %), calcite (35 %) e filitos (15 %) e, ainda, por quartzo e minério (5 %).

O xisto analisado quimicamente (Anal. 7), mostrou ter a composição dum prasinito calcítico. A abundância de plagioclase e de calcite, bem como a localização desta rocha junto dos calcários (M.^{to} do Pinel), leva a pensar na origem a partir da mistura de rochas vulcânicas e de calcários (mictitos). Localmente, estão, lado a lado, rochas verdes e calcários. Note-se que certos espilitos calcíferos têm composição análoga.

A estrutura desta rocha é granoblástica, embora em muitos pontos se conserve o aspecto clástico. Onde abundem os elementos filíticos a estrutura é lepidoblástica.

A albite distribui-se por toda a parte, formando muitas vezes cristais maiores, embora fragmentados (fenoclastos). Alguns cristais de quartzo denotam, também, o carácter clástico.

Macroscopicamente a rocha mostra um listrado, devido a lenticulas e leitons filíticos verdes, alternando com bandas calcíticas (esbranquiçadas).

ESTUDO QUÍMICO-MINERALÓGICO

Em face dos resultados das análises químicas das rochas verdes, tentaremos reconstituir as paragêneses, a partir das composições iónicas e, tendo em conta as composições observadas em lâmina delgada.

Quando a granularidade da rocha é bastante fina, a composição calculada torna-se mais próxima da verdadeira, do que a observada, sempre de determinação difícil. Além disto, algumas características dos minerais constituintes evidenciam-se ao efectuarmos o cálculo do modo da rocha.

Mais adiante interpretaremos os resultados analíticos com o auxílio de diagramas especiais, a fim de tentarmos esclarecer o problema da origem destas rochas verdes.

Entre os vários métodos de cálculo conhecidos utilizaremos, de preferência, o de Barth que nos pareceu mais simples e de melhor adaptação ao estudo das rochas metamórficas.

Quadro VII — Composição química das rochas verdes

Análise	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2 . . .	50,33	46,13	50,58	46,11	41,78	43,95	30,30
TiO_2 . . .	2,34	2,12	2,56	1,96	2,42	3,56	0,46
Al_2O_3 . . .	15,81	16,55	12,24	16,59	9,64	16,03	9,99
Fe_2O_3 . . .	1,89	3,55	4,12	5,86	2,20	7,79	3,90
FeO . . .	8,51	7,62	7,91	3,58	9,08	6,17	0,89
MnO . . .	0,17	0,10	0,15	0,13	0,13	0,17	0,08
CaO . . .	7,80	4,70	8,66	10,20	14,56	8,17	24,25
MgO . . .	4,31	5,05	6,90	3,86	5,84	6,06	3,18
Na_2O . . .	4,10	5,20	4,10	5,33	3,65	3,22	4,06
K_2O . . .	0,16	0,65	0,21	0,30	0,26	0,42	0,38
P_2O_5 . . .	0,18	0,82	0,20	0,35	0,36	0,64	0,06
H_2O^+ . . .	2,79	4,70	2,28	1,80	2,94	3,65	2,34
H_2O^- . . .	0,53	0,72	0,36	0,53	0,37	0,44	0,26
CO_2 . . .	1,20	2,65	—	3,71	6,73	—	20,30
	100,12	100,36	100,27	100,31	99,96	100,27	100,38

Anal. M. Trabuco

N.º da análise	N.º da amostra	Local
1	500-39	3 km a SE de Vera Cruz
2	501-9	2,5 km a N de Moura
3	500-41	4 km a SE de Vera Cruz
4	500-47	2 km a N 70° W de Selmes
5	501-5	4,5 km a N 20° E de Moura
6	511-3	3,2 km a N 60° E do V. G. Montesa
7	500-21 A	300 m a N 30° E do M. ¹⁰ do Pinel

Faremos em seguida um pequena síntese-crítica do método iónico de Barth, também conhecido por Barth-Eskola, tanto mais que o vamos aplicar exclusivamente no estudo das rochas verdes e, como já o fizemos, das rochas graníticas.

1 — CÁLCULO CATIONICO DE BARTH-ESKOLA

Em 1948, T. BARTH propôs retomar o cálculo de Niggli, insistindo no uso de unidades atómicas, em vez de unidades ponderais, lembrando que o oxigénio não deveria ser esquecido, pois é o elemento mais importante das rochas, constituindo para cima de 90 % do volume da litosfera; é, em grande parte, responsável pelas relações volumétricas das rochas. Ao calcular os números de átomos de elementos electropositivos (catiões), poderíamos calcular também o número de átomos de oxigénio correspondentes, atendendo a que por cada 160 oxigénios há pouco mais ou menos 100 catiões nas rochas cristalinas médias («standard cell»).

Posteriormente, P. ESKOLA (1954) demonstrou as vantagens em representar as análises em percentagens iónicas; as percentagens ponderais dos óxidos tornam-se inúteis, pois é fácil reconstituí-las a partir das percentagens iónicas.

Em 1955, BARTH declarou estar completamente de acordo com Eskola, quanto à maneira de apresentação das análises. Além disto, propôs retomar as normas de Niggli, correspondentes às zonas de cata, meso e epi. Mas, em vez de passar por uma base de minerais teóricos, calcula directamente os minerais das normas (cata, meso e epinorma) a partir da composição iónica dos minerais.

Desta forma, o processo é muito mais rápido do que o clássico CIPW e do que o equivalentário de Niggli, e, ainda, com a vantagem de se poderem calcular facilmente e rapidamente não só a norma, como também, qualquer outra associação mineralógica, incluindo o modo. Qualquer combinação de cátions, para formar moléculas minerais, pode efectuar-se sem modificar a soma que se mantém igual a 100.

Este método é uma simplificação do cálculo das normas moléculares de Niggli e aplica-se perfeitamente ao estudo das rochas metamórficas e eruptivas.

Vamos ver, muito brevemente, quais os minerais que Barth considera para as diferentes fácies metamórficas.

a) *Catanorma* — Barth utiliza uma catanorma equivalente à norma CIPW, mas expressa em percentagens catiónicas. Esta norma varia ligeiramente da de Niggli, pois o excesso de Al_2O_3 , é calculado como corindo e não como silimanite.

b) *Mesonorma* — É constituída para as rochas pertencentes à fácies anfibólica de Eskola. BARTH (1959) propôs nova norma para as rochas da mesozona. Figuram outros minerais, estranhos na catazona, tais como: hornblenda, biotite, granadas (almandina-piroop-grossulária), cordierite, estaurolite, etc.

Muitos dos minerais da mesozona formam séries complicadas, de minerais misturados, pelo que é difícil atribuir-lhes fórmulas normativas. Há que idealizar a sua composição e, por isso, BARTH sugeriu certas fórmulas normativas.

Outros minerais característicos da catanorma podem existir também nesta, tais como: quartzo, feldspatos (Or, Ab, An), corindo, hiperstena e diópsido.

Aquele autor recomenda o uso da mesonorma no cálculo dos granitos, pois estas rochas apresentam associações mineralógicas típicas de temperaturas entre 400° e 600 °C. Logo a maior parte dos granitos situam-se na mesozona.

c) *Epínorma* — Esta norma reflecte as associações minerais das rochas da epizona (mais ou menos a fácies dos xistos verdes) e obtém-se calculando:

- Zoizite, $Zo = Ca_2Al_2Si_2O_{12} (OH)$, em vez da anortite;
- Clorite, que se pode considerar como a mistura entre a antigorite, $Cl_{(1)}, Mg_3Si_4O_{10} (OH)_2$, e a amesite, $Cl_{(2)}, Mg_2Al_2Si_2O_8 (OH)_2$, com Fe substituindo o Mg. Esta clorite substitui os minerais ferromagnesianos precedentes;
- O excesso de alumina é calculado como moscovite, ou como caulino se houver deficiência de potássio.

Das rochas sujeitas a análise química, foram os granitos e as rochas verdes que mereceram o cálculo catiónico. As primeiras foram tratadas em capítulo anterior e, depois de expressos os resultados das análises em percentagens catiónicas, calcularam-se as normas, os parâmetros CIPW-Lacroix, etc. P. LAFFITTE (1957) apresenta um processo de cálculo simples que permite determinar, rapidamente, a partir da composição química expressa em números de átomos, os parâmetros de Niggli (al, fm, c, alk, etc.). Mas é sobretudo com as rochas metamórficas que o método encontra o melhor emprego, devido às possibilidades que oferece de cálculo rápido, para uma determinada composição química, das associações mineralógicas da cata, meso e epínorma, permitindo assim constituir os minerais cujo equilíbrio é realizado numa determinada zona de metamorfismo.

Quando se calculam as normas pelo método ponderal e pelo método iónico, verifica-se que os teores obtidos para cada mineral são muito próximos. Isto explica-se porque os pesos equivalentes dos minerais formados (cociente dos pesos moléculares pelo número de cátions) não são muito diferentes. Assim, se escrevessemos uma lista dos principais minerais das rochas, verificávamos que o peso equivalente médio dos minerais essenciais é 55,9 e que os seus pesos equivalentes se afastam muito pouco deste valor médio. Logo, as percentagens moléculares obtidas, pelo cálculo catiónico, são muito vizinhas das percentagens ponderais.

O mesmo não se pode dizer para os minerais acessórios (magnetite, ilmenite, esfena, apatite, etc.). Mas, em contrapartida, a fraca proporção nas rochas vulgares não altera os resultados. É esta uma das grandes vantagens do método cationico.

Normalmente, resulta ser o teor de quartzo e albite superior no cálculo iónico, do que no cálculo ponderal. A magnetite, ilmenite, hematite e apatite estarão presentes em percentagens mais pequenas, no método iónico.

Outra aplicação importante deste método reside na construção de diagramas a partir da composição iónica, que utilizaremos mais adiante.

As rochas verdes analisadas são da fácies dos «greenschists». As condições desta fácies, baixa temperatura, variações locais nas pressões de H_2O e CO_2 , não são favoráveis para se atingir o equilíbrio das associações mineralógicas.

Nos xistos verdes, não é raro encontrar-se clorite associada a actinolite. Esta anfíbola não figura na epinorma do cálculo de Barth, mas antes na mesonorma. Deste modo, preferimos calcular directamente a composição mineral real, o que conduz, por vezes, à formação de minerais diferentes dos da norma, traduzindo, assim, vantajosamente a composição mineralógica das rochas, mais próxima da verdadeira.

A avaliação volumétrica dos minerais em lâmina delgada nem sempre é fácil de determinar (irregularidades de grão, grão grosseiro, estruturas sobrepostas, etc.). Quando as rochas contêm essencialmente coufólitos, os teores dos minerais em peso são semelhantes aos teores em volume, porque as densidades dos coufólitos são muito próximas. Isto é, calculando a proporção volumétrica (platina integradora, por ex.) obtém-se a proporção ponderal multiplicando, aquela, por quantidades (densidades) sensivelmente iguais. Neste caso ressalta, ainda, outra particularidade do modo calculado, que é a de substituir vantajosamente o modo observado. Para as rochas verdes, os dois modos afastam-se consideravelmente, pelo que é necessário fazer a conversão volumétrica em ponderal.

2 — COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ALGUMAS ROCHAS VERDES (TENTATIVA DE RECONSTITUIÇÃO)

Com os resultados das análises químicas tentaremos fazer a reconstituição da composição mineralógica das rochas verdes analisadas, de forma a obter o modo calculado e a evidenciarem-se algumas características relativas à constituição de certos minerais.

Quando coexistam minerais de composição variável, a distribuição das moléculas torna-se delicada, pelo que recorremos ao modo observado, a fim de termos ideia da proporção dos minerais existentes na rocha. Foram tomadas em consideração as densidades, para que os modos pudessem ser comparáveis.

Quadro VIII — Modos observados — Rochas verdes

N.º da análise	1	2	3	4	5	6	7
Plagioclase	32,3	41,6	45,0	31,4	45,8	35,0	28,0
Clorite	17,6	3,4	10,0	19,5	33,0	3,0	14,0
Epidoto	26,4	13,0	—	23,2	2,7	13,0	31,5
Anfíbola	11,7	25,0	—	7,5	—	30,0	7,0
Calcite	—	4,5	30,0	11,1	4,0	—	7,0
Restante	12,0	12,5	15,0	7,3	14,5	19,0	10,0

Apresentam-se, em seguida, alguns exemplos de cálculo efectuados. Nos casos em que apenas um mineral tem composição variável, calculou-se directamente a epinorma, que se aproxima muito da composição real.

A rocha 1 apresenta-se com elevado teor de Fe^{2+} , que se reflecte na clorite, ferrifera ($Fe/Mg = 1,2$) e pouco aluminosa ($Fe/Al = 6$).

É possível que a anfíbola absorva algum ferro, o que reduzirá, em contrapartida, o ferro na clorite.

A pobreza de alumina e a abundância de ferro, na rocha, são factores favoráveis a uma origem «orto».

An. 1

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Ca	Mg	Na	K	P	H+	C
	49,15	1,70	18,20	1,41	7,05	8,16	6,28	7,75	0,18	0,12	(1,82)	(1,58)
Apatite . . .	0,32					0,20				0,12		
Ilmenite . . .	3,40	1,70			1,70							
Magnetite . . .	2,11			1,41	0,70							
Ortose . . .	0,90	0,54	0,18						0,18			
Albite . . .	38,75	23,25	7,75					7,75				
Calcite . . .	1,58					1,58						
Zoizite . . .	25,38	9,50	9,50			6,38						
Actinolite . . .	7,50	4,00				1,00	2,50					
Clorite . . .	14,12	{ 0,33 4,59	0,77		0,77 3,88		3,79					
Quartzo . . .	6,94											
Défice de Ca .	1,00											
Epinorma	Q	Or	Ab	Zo	Cl (1)	Cl (2)	Mt	Il	Ap			
	9,44	0,90	38,75	25,38	1,87	16,25	2,11	3,40	0,32			

An. 2

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	H+	C
	46,30	1,54	19,29	2,61	6,30	0,07	5,00	7,45	10,00	0,72	0,72	(31,07)	(3,51)
Apatite . . .	1,92						1,20				0,72		
Ilmenite . . .	3,09	1,54			1,54								
Magnetite . . .	3,91			2,61	1,30								
Ortose . . .	3,60	2,16	0,72							0,72			
Albite . . .	50,00	30,00	10,00						10,00				
Calcite . . .	3,51						3,51						
Zoizite . . .	1,15	0,43	0,43				0,29						
Clorite . . .	24,68	{ 4,07 1,66	8,14		3,46		4,68 2,77						
Quartzo . . .	6,34	6,34											
Epinorma	idêntica ao modo calculado												

A clorite tem $Fe/Mg < 0,5$ e $Al/Mg = 1,08$, parecendo corresponder a uma proclorite.

Os resultados da análise 3 (am. 500-41) foram utilizados no cálculo da catanorma e dos parâmetros de Lacroix, tal como se se tratasse de rocha eruptiva. Obteve-se, assim, a composição dum gabro, do tipo calco-magnesiano ($l=2$). Isto significa que o equivalente eruptivo desta rocha verde, tem a composição dum gabro.

O excesso de cálcio, verificado no modo calculado, corresponde à calcite existente na rocha (o CO_2 não foi doseado).

An. 3

		Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	H+
Catanorma		48,39	1,78	13,73	2,81	6,26	0,11	8,90	9,90	7,59	0,23	0,17	(1,44)
Ap = 0,47								0,28				0,17	
Il = 3,56			1,78			1,78							
Or = 1,15		0,69		0,23							0,23		
Ab = 37,95		22,77		7,59						7,59			
An = 14,77		5,91		5,91				2,95					
Di {	Wo = 11,34	5,67						5,67					
	En = 19,80	9,90						9,90					
	Mt = 6,73				2,24	4,49							
	Hm = 0,57				0,57								
	Q = 3,45	3,45											
C.I.P.W. — Lacroix		III.5'.3.5. [2.1.2.(2)3.]											

Modo calculado

Quartzo	0,35
Albite	37,95
Anfibola	33,54
Epidoto	14,17
Clorite	3,15
Moscovite	1,61
Apatite	0,45
Minério	7,77
Exc. de <i>Oca</i>	0,88

An. 4

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	H+	C
	45,14	1,41	19,18	4,35	2,88	0,58	10,71	5,65	10,00	0,35	0,76	(1,17)	(5)
Apatite . . .	0,93						0,58					0,35	
Ilmenite . . .	2,82	1,41			1,41								
Magnetite . . .	4,41			2,94	1,47								
Hematite . . .	1,41			1,41									
Albite	50,00	30,00	10,00						10,00				
Ortose	1,75	1,05	0,35							0,35			
Zoizite	11,47	4,30	4,30				2,87						
Actinolite . . .	16,95	9,04					2,26	5,65					
Clorite	1,45	0,29	0,58			0,58							
Calcite	5,00						5,00						
Quartzo	0,46	0,46											
Exc. de Al . . .	3,95												
Epinorma	Q	Or	Ab	Cl (1)	Cl (2)	Zo	Cc	Mt	Il	Ap			
	5,00	1,75	50,00	3,52	1,80	20,56	5,00	4,41	2,82	0,93			

O excesso de Al_2O_3 justifica-se, por um lado, porque na constituição da clorite deveria entrar algum Fe^{2+} , o que consumiria mais Al e, por outro lado, a anfíbola poderia ser ligeiramente aluminosa, tanto mais que a clorite é pouco abundante na rocha e, portanto, pouca alumina poderia ser atribuída àquele mineral.

De qualquer modo, o pleocroismo intenso da anfíbola, indica a presença de ferro e, como a rocha é pobre deste elemento, resulta que a clorite deverá conter pouco ferro.

An. 5

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	H+	C
	42,59	1,83	11,38	1,71	7,71	0,61	15,91	8,87	7,22	0,24	0,24	(1,95)	(9,3)
Apatite	0,64						0,40					0,24	
Ilmenite	3,66	1,83			1,83								
Magnetite	2,56			1,71	0,85								
Albite	36,10	21,66	7,22						7,22				
Ortose	1,20	0,72	0,24							0,24			
Calcite	9,30						9,30						
Zoizite	15,83	9,30	3,92				2,61						
Actinolite	7,50	4,00					1,00	2,50					
Clorite	19,17	7,19		5,03	0,61			6,37					
Exc. de Ca	2,60												
Défice de Si . . .	0,28												
Epinorma	Q	Or	Ab	Cl (2)	Zo	Cc	Mt	Il	Ap				
	1,18	1,20	36,10	25,96	18,30	9,30	2,56	3,66	0,64				

A rocha é pobre de *Al* e rica de *Fe*, o que favorece a hipótese da origem «orto». A clorite é, aparentemente, ferrífera e não aluminosa.

As características ópticas do mineral do grupo do epidoto, levam a identificá-lo como sendo pistacite. Deste modo, parte do ferro atribuído à clorite terá que intervir na constituição das moléculas de *Zo*: dispensará, assim, algum alumínio, que vai entrar na clorite. Mesmo assim, esta seria ligeiramente aluminosa e menos ferrífera, sobretudo se atendermos a que parte do ferro está sob a forma de sulfureto, como se verifica em lâmina delgada. Não foi, por isso, considerado no cálculo.

Não contendo a clorite tanto ferro, como lhe foi destinado no cálculo, resulta que o *Si* consumido é menor (o cálculo deu pequeno défice de SiO_2).

Além disto, a anfíbola parece ferrífera, o que leva a consumir mais *Ca* (há remanescente) e, conseqüentemente, mais Fe^{2+} , que tem de se ir buscar à clorite.

Dai resulta que a clorite é, na realidade, mais pobre de ferro do que parecia ser (talvez com a composição da penina).

An. 6

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Al</i>	<i>Fe</i> ³⁺	<i>Fe</i> ²⁺	<i>Mn</i>	<i>Ca</i>	<i>Mg</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>P</i>	<i>H</i> ⁺
	43,24	2,54	18,69	5,68	5,09	0,17	8,64	8,88	6,16	0,47	0,47	(2,36)
Apatite	1,25						0,78				0,47	
Ilmenite	5,08	2,54			2,54							
Magnetite	7,65			5,10	2,55							
Hematite	0,58			0,58								
Albite	30,80	18,48	6,16						6,16			
Ortose	2,35	1,41	0,47							0,47		
Zoizite	25,06	9,40	9,40				6,26					
Actinolite	12,00	6,40					1,6	4				
Clorite	12,20	2,44	4,88					4,88				
Quartzo	5,11	5,11										
Défice de <i>Al</i>	2,51											
Epinorma	Q	Or	Ab	Zo	Cl (1)	Cl (2)	Mt	Il	Ap			
	8,40	2,35	30,80	32,46	0,45	9,00	7,65	5,08	1,25			

O défice de alumina poderia reduzir-se se, em vez da ortose, tivéssemos constituído moléculas de biotite magnesífera, o que baixaria o magnésio disponível para a clorite e, conseqüentemente, o alumínio necessário para formar a amesite. Mas isto levaria a diminuir a quantidade de clorite na rocha e, além disso, não se encontrou biotite na lâmina.

Por outro lado, as características domineral epidótico (plano dos eixos ópticos normal à clivagem, $2V = -80^\circ$ e cor amarelada) correspondem à pistacite. Deste modo, a zoizite calculada deveria conter, na realidade, mais ferro, que pode substituir parte do alumínio. Em conseqüência, há menos magnetite no modo calculado, mas, em contrapartida, poderíamos constituir moléculas de ferroantigorite, com o excesso de Fe^{2+} . Na realidade deve tratar-se duma clorite ferro-magnesiana (proclorite), segundo se depreende da observação em lâmina.

An. 7

	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	H ⁺	C
	35,66	0,35	13,84	3,38	0,84	0	30,50	5,64	9,18	0,56	0	(1,83)	(32,53)
Ilmenite . . .	0,70	0,35			0,35								
Magnetite . . .	1,47			0,98	0,49								
Hematite . . .	1,76			1,76									
Albite . . .	45,90		9,18						9,18				
Moscovite . . .	2,32	1,68	1,68							0,56			
Clorite . . .	10,62	{ 1,49	2,98	0,64				2,34					
		{ 1,90						1,27					
Carbonatos . . .	32,53						30,50	2,03					
Quartzo . . .	3,05	3,05											
Epinorma	idêntica ao modo calculado												

Esta rocha é pobre de Fe^{2+} e, rica de Mg^{++} e Na^+ . A clorite tem no máximo $Fe/Mg = 0,2$, afastando-se, assim, da composição das proclorites, habituais nas rochas verdes.

O teor de amesite é aproximadamente o dobro do da antigorite. Resulta, pois, que a clorite deve encontrar-se no domínio das proclorites magnesíferas-clinocloloro.

Note-se que a rocha tem características sedimentares (mictito?), como se conclui da observação microscópica.

ORIGEM DAS ROCHAS VERDES

Muitos autores se têm preocupado com o problema da origem das rochas verdes, merecendo particular atenção o estudo das características químicas.

Estas rochas, resultantes de metamorfismo mais ou menos acentuado, apresentam uma composição química que, só por si, é insuficiente para lhes atribuir origem «orto» ou «para». Já RAMBERG (1952) chamava a atenção para o facto de rochas diferentes tenderem para a composição química e mineralógica do granito, ou do quartzodiorito, sobretudo em condições de metamorfismo profundo. É possível a convergência entre as composições químicas de rochas sedimentares e eruptivas, especialmente nas fácies profundas. Deste modo, rochas com idêntica composição podem ter derivado quer de rochas eruptivas básicas e semi-básicas, quer de rochas sedimentares argilo-calcárias (como acontece com os prasinitos dos Alpes, resultantes de sedimentos daquele tipo por metassomatismo feldspático sódico; MITCHELL, 1953).

No entanto, segundo alguns autores, existem particularidades químicas que predominam num ou noutro tipo de rocha verde. Este facto leva-nos a tentar fazer a interpretação dos resultados analíticos, a fim de encontrar as relações, favoráveis a uma ou outra origem daquelas rochas. Claro está, que não poderemos perder de vista as características petrográficas e geológicas das rochas verdes, que deverão sobrepor-se à interpretação química.

1 — APLICAÇÃO DO DIAGRAMA ACF

O diagrama ACF (e o AKF) foi proposto, pela primeira vez, por ESKOLA, em 1915.

Ao representar a composição química das rochas, no triângulo ACF, poderíamos servir-nos das proporções iónicas anteriormente calculadas. Contudo, não vamos utilizar este cálculo simples, que aproveita directamente a composição química da rocha expressa em números de átomos, visto que pretendemos fazer o estudo comparativo com outras rochas, analisadas e expressas em percentagens moléculares.

Será, portanto, mais cómodo converter as nossas análises em percentagens moléculares e, a partir destas, calcular os parâmetros A, C, F.

Pela mesma razão, se calculam mais adiante, os valores *OCa*, *OMg* e *OFe*, em percentagens moléculares.

Quadro IX — Valores de A, C, F

N.º	1	2	3	4	5	6	7
A	21,50	23	14,78	25,4	8	28,2	9,1
C	29,89	20,5	30,15	41,4	45	27,0	74,7
F	48,60	56,5	55,05	33,8	46,7	44,4	15,8

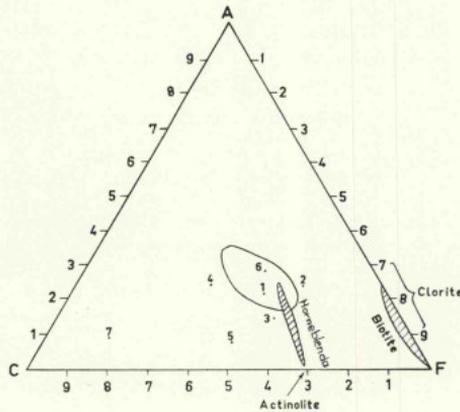


Fig. 3 — Diagramas ACF — Rochas verdes

A zona oval, observada no diagrama ACF, corresponde à zona «orto» e representa a distribuição de numerosas análises de rochas eruptivas (diioritos, gabros, basal-tos) e dos seus derivados metamórficos (in Rocci, 1957).

As rochas sedimentares calco-magnesianas, situadas exteriormente àquela zona, mostram grande dispersão; isso traduz a grande variabilidade de composição destas rochas, em contraste com as eruptivas, de composição mais homogénea e variando entre limites mais estreitos. Os resultados serão tanto mais evidentes, quanto maior for o número de análises e quanto menor for o grau de metamorfismo.

Um metamorfismo intenso levaria à homogeneização da rocha, devido a forte recristalização e intensa metassomatose.

2— APLICAÇÃO DO DIAGRAMA $CaO-MgO-FeO$

P. LAPADU-HARGUES (1954) aplicando o método estatístico ao estudo dos anfíbolitos, chegou à conclusão de que estas rochas se agrupam em dois tipos distintos; um tipo «orto», rico de FeO , e um tipo «para», rico de MgO e CaO .

Os resultados das análises, utilizados por aquele autor, podem representar-se num triângulo de vértices MgO , CaO e FeO . Representando as análises no triângulo, verifica-se a sua distribuição em torno dum centro de forte densidade, que corresponde, mais ou menos, à composição média dos parafibolitos. Naturalmente, a grande maioria das análises utilizadas seriam de rochas de origem «para», pelo que não se revela um centro de distribuição para as «orto».

De qualquer modo, em relação às nossas análises, tentámos ver qual a distribuição dos pontos representativos, em relação com os tipos médios de Lapadu-Hargues, «orto» e «para», designados no diagrama, respectivamente, por 1' e 2'.

Verifica-se que as rochas nem sempre se distribuem perto dum ou doutro tipo médio (fig. 4).

Representámos também, no diagrama, o centro de distribuição (+) das análises dos anfíbolitos de Lapadu-Hargues, tal que $\frac{MgO}{CaO} = 1$ e $FeO = \frac{MgO + CaO}{4}$. Este ponto ficará vizinho do tipo médio «para» (2'). Os valores de CaO , MgO e OFe estão expressos em % moléculares. O campo fica separado do sedimentar pelo segmento representativo da relação $\frac{FeO}{MgO} = 1$.

Observando o diagrama ACF, verifica-se que, das rochas analisada, apenas duas se situam francamente no campo eruptivo. Contudo, a rocha 6 encontra-se, no diagrama $CaO-MgO-FeO$, francamente na zona sedimentar. Esta situação paradoxal deve-se, provavelmente, a que no diagrama ACF interveio a alumina, cujo teor expresso em valores de A faz cair o ponto representativo da rocha na zona oval. Seria esse caso de indeterminação, que os critérios petrográficos e geológicos também não poderiam solucionar.

Quanto à amostra 2, situa-se, nos dois diagramas, na zona sedimentar, embora próxima da fronteira dos dois campos. Apesar disto, a observação microscópica deixa ver vestígios de estrutura intersecal. O fraco teor de CaO favorece também a origem «orto».

Quadro X — % moléculares de FeO , MgO , CaO (referidos a 100 g de amostra)

N.º	1'	2'	1	2	3	4	5	6	7
FeO	11,0	7,0	8,0	7,5	7,1	3,5	8,8	6,0	0,9
MgO	10,0	11,5	7,3	8,9	11,3	6,8	10,2	10,5	6,5
CaO	10,0	12,0	9,5	6,0	10,2	12,9	18,2	10,3	35,3

1' — Tipo médio «orto»

2' — Tipo médio «para»

A rocha 1 situa-se, nos dois diagramas, na zona «orto». Não dista muito do tipo médio «orto» (1'), com a mesma relação $\frac{MgO}{FeO}$.

A amostra 7 é muito rica de CaO . É uma rocha em que a fracção sedimentar é importante em relação ao material, provavelmente, ígneo. Esta rocha foi considerada como um possível «mictito». Do ponto de vista da composição química, parece situar-se entre as rochas calcárias e básicas, como se nota nos diagramas.

Pode dizer-se que uma das características comuns à maioria destas rochas analisadas, é o fraco teor de OFe , que fica aquém do valor médio 11,0 dos ortoanfíbolitos. Apenas a rocha 1 tem $\frac{MgO}{FeO} < 1$.

Dos resultados de Lapadu-Hargues, conclui-se que são favoráveis à origem «para» as relações $OFe < 10\%$, $\frac{MgO}{FeO} > 1$, $\frac{MgO}{CaO} < 1$ e $MgO + CaO > 20\%$.

Estes valores são o resultado do cálculo estatístico; é natural portanto que não se dispondo dum número grande de análises químicas (é o nosso caso) e não se estando, também, em face de tipos suficientemente representativos, os pontos correspondentes nos diagramas se afastem dos tipos médios.

Apenas satisfazem integralmente àquelas condições as rochas 5 e 7 que, por outro lado, não mostram qualquer vestígio de origem eruptiva. Note-se que a amostra 7 apresenta leitos claros albiticos, alternando com outros anfíbol-cloríticos, além duma estrutura clástica residual. A rocha 5 foi referida e contém abundante material calcítico.

Este método não trouxe, infelizmente, indicações convincentes quanto à origem das rochas verdes. O processo de interpretação tem a maior eficácia quando se pretendem comparar fácies particulares (por ex. anfíbolitos); não é esse, aliás, o nosso caso, em que coexistem tipos variados, dentro do grupo das rochas verdes.

Por outro lado, o número de análises de que dispusemos é insuficiente para que se possa obter um resultado estatístico.

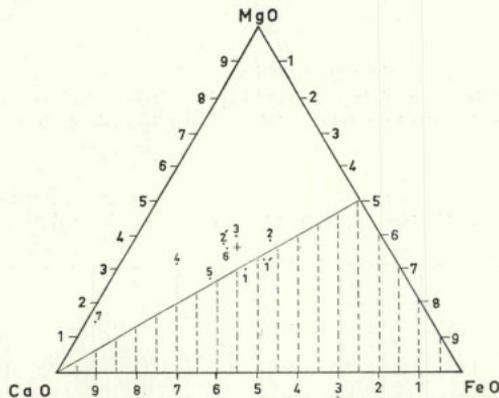


Fig. 4 — Diagrama CaO - MgO - FeO (% moléculares) — Rochas verdes

Vejamos, ainda, outras características químicas em relação com o problema da origem dos anfíbolitos.

P. LAPADU-HARGES (1958) atribui aos ortoanfíbolitos um teor superior a 0,8 % de TiO_2 , enquanto os paranfíbolitos são menos ricos de titânio. As margas e dolomias, donde poderiam ter derivado estes últimos anfíbolitos, têm teores de $TiO_2 \leq 0,6$ %.

Verifica-se, em relação às nossas rochas verdes (exceptuando a 7), que os teores de TiO_2 são superiores a 0,8 %.

P. GIRAUD (1960), que completou este método, chama a atenção para o valor de TiO_2 que diminui, quando aumenta a relação molar $\frac{MgO}{FeO}$.

Baseado nestas considerações, J. FABRIÉS (1963) procurou estabelecer a relação entre o ferro, magnésio e titânio, utilizando os parâmetros de Niggli, mg e ti . Este autor concluiu que os ortoanfíbolitos se caracterizavam por uma composição química tal que os parâmetros de Niggli satisfizessem a seguinte relação: $ti + 10 mg \geq 6,5$.

Os paranfíbolitos, pelo contrário, teriam aquela relação inferior a 6,5.

Procurámos ver nas nossas rochas o comportamento dos dois parâmetros e verificámos que, exceptuando a amostra 7, todas satisfazem a desigualdade $ti + 10 mg \geq 6,5$.

Quadro XI — Valores dos parâmetros ti , mg

N.º	1	2	3	4	5	6	7
ti	4,56	3,33	4,46	3,06	4,20	6,04	0,64
mg	0,43	0,44	0,51	0,41	0,49	0,44	0,57

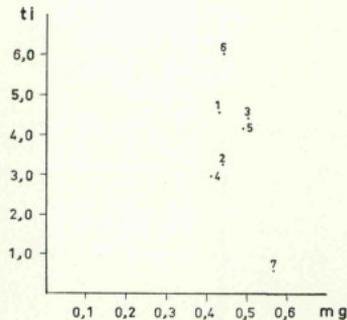


Fig. 5 — Variação dos parâmetros « ti » e « mg » — Rochas verdes

Em face da representação gráfica da variação dos parâmetros ti e mg , observa-se que os pontos representativos se distribuem numa zona, que exclui a am. 7, representando as rochas ortoderivadas.

A comparação dos teores dos elementos menores nas rochas ígneas e nos anfíbolitos, chamou a atenção dos investigadores. Entre os elementos doseados, o escândio (C. F. BORISENKO, in FABRIÉS, 1963) e o estrôncio são os que parecem ter mais interesse no problema da origem dos anfíbolitos.

R. E. WILCOX e A. POLDERVAART (1958) chegam à conclusão de que é muito difícil estabelecer um traço de união entre a composição química das rochas metamórficas básicas e a natureza do material original.

Anteriormente, referimo-nos a esta dificuldade, que não permitiu chegar a resultado seguro, por razões diversas. A grande dispersão existente na distribuição dos elementos químicos, tanto das rochas sedimentares como das vulcânicas, conduz a diferentes resultados. Com excepção dos casos em que as rochas apresentam estruturas, ou outras características, residuais, os critérios utilizados têm normalmente base estatística, o que implica grande número de análises, de amostras seleccionadas.

Por outro lado, há-de ter-se em conta que, além de rochas verdes de origem puramente vulcânica ou sedimentar, devem existir, também, rochas derivadas do metamorfismo de formações piroclásticas (por ex. rochas de mistura vulcano-sedimentares).

Podem-se, portanto, imaginar, do ponto de vista químico, todos os termos intermédios, entre os dois tipos extremos, ígneo e sedimentar.

Claro está que o problema da origem das rochas verdes não se limita à via química. Há que procurar os caracteres petrográficos (estruturas, etc.) e geológicos (jazida, estratificação, etc.), que são muito mais importantes. Felizmente, deparamos, por vezes, com estes caracteres. Assim, observam-se, com certa frequência, estruturas blastofíticas, fenocristais residuais, etc., indicadores da indubitável origem ígnea, das amostras que os contêm.

As observações no terreno mostram, também, aspectos favoráveis à origem «orto» das rochas verdes, como sejam: contactos bruscos com as rochas encaixantes; leitos de xisto, de calcário e quartzito, dentro das rochas verdes; ausência duma zona-gem que revele a estratificação original; disjunção esferoidal e a existência de grandes blocos arredondados.

O conjunto destas observações positivas, apesar do estudo químico, de resultados nem sempre seguros, permitem-nos afirmar que, pelo menos, grande parte das rochas verdes da região considerada, tem origem a partir de material básico de natureza ígnea.

Estas formações básicas, atendendo às relações com as rochas encaixantes, teriam constituído soleiras («sills») que se instalaram entre os sedimentos, ainda pouco consolidados.

Comparando a nossa região com outras semelhantes, do sul de Portugal (Elvas) e Espanha (por ex. Sevilla), em que o metamorfismo é menos acentuado ou, até, ausente, verifica-se que as rochas verdes compreendem, quase sempre, doleritos e metadoleritos, o que vem favorecer as nossas considerações anteriores, quanto à origem daquelas rochas.

CALCÁRIOS CRISTALINOS

Os calcários cristalinos estão largamente representados na área cartografada, dando origem a faixas que se estendem desde Portel (S. João Batista, Q.^{ta} do Derramado, etc.) até a fronteira de Ficalho.

Relevos como os de Vera Cruz, parte da Atalaia Gorda, Mesquita, Alamo, Adiça, Preguiça, etc., são formados por rochas carbonatadas. Estas compreendem, além de calcários, calcários dolomíticos e dolomitos, sendo muito variável o teor de *OMg*.

A utilização de alguns ensaios colorimétricos (nitrato de cobre, método de Lemberg) e analíticos, mostrou a variabilidade de composição destas rochas carbonatadas, como se pode ver pelos seguintes resultados: o calcário de junto do Monte de Entre Águas tem 3,08 % *SiO₂*, 53,98 % *CaO*, 0,08 % *MgO*, 42,40 % *CO₂*; o calcário de Moura tem 5,69 % *SiO₂* e 17,03 % *MgO*. Resultados mais completos dos calcários de Vera Cruz podem colher-se numa publicação de MARTINS DA SILVA (1956), onde se encontram aquelas rochas agrupadas, quimicamente, em calcários puros, dolomíticos, magnesianos, siliciosos e silico-magnesianos.

A separação cartográfica dos diversos tipos de rochas calcárias é praticamente impossível, pelo que preferimos englobar na rubrica de calcários cristalinos todas as rochas carbonatadas.

Como se sabe, a distinção entre a calcite e a dolomite é, ópticamente, bastante difícil, tendo-se utilizado, para isso, alguns critérios, como sejam: a tendência da dolomite para cristalizar com hábito romboédrico; nas rochas mais grosseiras, as clivagens e a frequência de geminação lamelar que são favoráveis à calcite, etc.

No terreno, as rochas dolomíticas mostram-se com tonalidade mais escura (cinzento-avermelhadas) do que os calcários (normalmente brancos), devido a serem mais ou menos ankeríticas. Aquelas rochas dolomíticas localizam-se, sobretudo, nos altos das serras de Ficalho, Adiça, Algares, etc.

As rochas calcárias, apesar do aspecto marmório que denotam, não foram intensamente metamorfizadas, situando-se na fácies dos xistos verdes («greenschists»), na zona da clorite. A cristalização de minerais silicatados não vai além da formação de epidoto, clorite, moscovite.

As amostras estudadas ao microscópio contém, essencialmente, carbonatos (calcite e dolomite) em proporções muito variáveis, podendo ser acompanhadas, além de outros minerais, por quartzo; este, em certos casos, toma grande desenvolvimento, originando calcários gresosos. Este facto observa-se em vários pontos (Preguiça, Atalaia Gorda, etc.), parecendo ter resultado, nalguns casos, de silicificação. Não é raro encontrarem-se vénulas de quartzo, desenvolvendo-se à custa da estratificação e da fissuração dos calcários, dando origem, por este processo, a rochas quartzíticas.

C. ROMARIZ (1965) refere-se à existência, nas serras da Preguiça e de Ficalho, de dolomitos chérticos, de cor em geral avermelhada, apresentando manchas brancas, essencialmente chérticas. Admite, também, que a silicificação tenha atingido as formações carbonatadas, substituindo, mais ou menos profundamente, os carbonatos de cálcio e magnésio.

Em relação com depósito argiloso ou margoso, formam-se agregados de moscovite e clorite, que podem tomar grande desenvolvimento, originando calcários filíticos e, até, calcoxistos.

Entre os minerais do grupo das clorites, o clinocloro encontra-se, frequentemente, representado.

A estrutura das rochas carbonatadas é, habitualmente, xeno-granoblástica, embora possam apresentar aspectos particulares. Assim, os grãos de carbonato podem

formar um mosaico granoblástico, equigranular ou, aparecer em leitos alternantes de granularidade distinta. Outras vezes, notam-se lenticulas de agregados granulares, dispostos paralelamente, destacando-se duma matriz mais fina, de grãos irregulares e engrenados. Este último aspecto parece estar em relação com acções cataclásticas, que originaram zonas granuladas, tanto mais que se observam deformações e geminações torcidas nos carbonatos.

Existem também variedades listradas. Deve-se este aspecto textural à alternância de bandas, quase exclusivamente carbonatadas, e, de outras, bastante impuras, podendo conter elementos filíticos, epidóticos, etc. Aquele aspecto pode derivar, também, da alternância de leitos de diferente granularidade.

A dolomitização dos calcários produz, igualmente, um certo listrado, com a formação de cristais dolomíticos, de hábito romboédrico, destacando-se dum mosaico fino, essencialmente calcítico. Consoante a predominância do mineral impuro, as listras adquirem tonalidades características. Os óxidos de ferro darão bandas negras ou avermelhadas. Em certos calcários, observam-se, bandas totalmente ferríferas, como, por exemplo, em Vera Cruz, onde o dobramento das referidas bandas, mostra a anterioridade da mineralização, em relação às acções tectónicas.

Também, em Algaes, se encontram bandas ricas de sulfuretos (pirite, pirrotite, blenda, etc.) e até, de barita, susceptíveis de exploração económica.

A estas mineralizações, que parecem estar, na origem, ligadas à sedimentação dos depósitos calcários, não deverá ser estranha a actividade ígnea contemporânea e o metamorfismo posterior. Nota-se que estão associadas com ortognaisses, ortoanfíbolitos, etc. contendo, também, aqueles minerais. Todo o conjunto vulcano-sedimentar foi metamorfozido.

Pela alteração dos sulfuretos, os calcários tornam-se muito avermelhados, constituindo, nalguns casos, verdadeiros «chapéus de ferro» que se seguem, facilmente, à superfície do terreno.

As rochas calcárias estão associadas a xistos ortoderivados (sobretudo básicos), quartzitos e xistos pelíticos. Do ponto de vista estratigráfico, os xistos pelíticos parecem predominar no topo da série calcária, enquanto os xistos ortoderivados se situam principalmente na base, sobretudo os termos ácidos.

Um calcário típico contém: carbonatos (calcite, dolomite e, eventualmente, anquerite) e outros minerais, com carácter acessório, tais como quartzo, sericite, clorite, limonite, etc.

A temperatura de recristalização destas rochas é muito baixa, a avaliar pela sílica que não se combinou com os carbonatos para formar tremolite e, também, pelo quartzo de aspecto clástico.

A associação calcite-dolomite-quartzo é de muito baixa temperatura (TURNER, 1960).

A cristalização dos calcários confere-lhes, habitualmente, fácies cristalina (mármores), mas é insuficiente para a produção de biotite, ficando a clorite intercrescida com a moscovite, dando agregados e feixes flexuosos que acentuam a estratificação original.

O quartzo cristaliza e corroi os grãos de carbonato.

Ao referirmo-nos aos calcoxistos, assinalámos a transição que se nota, por vezes, entre aqueles e os calcários, devido ao enriquecimento em material filítico, em relação a estes últimos. Este facto traduz uma modificação nas condições de sedimentação, de argilo-calcária a calcária.

XISTOS LUZENTES

Neste agrupamento litológico foram incluídos vários xistos, mais ou menos luzentes, que representam a maioria das formações cristalofílicas. As rochas mais típicas, deste conjunto essencialmente pelítico, são os micaxistos tendo, subordinados, xistos sericíticos, xistos sericito-feldspáticos, xistos sericito-cloríticos, xistos grafitosos, etc.

Os xistos luzentes encontram-se em vários locais, como se poderá verificar na carta geológica, mas tomam grande desenvolvimento, particularmente, em extensa faixa que se estende desde Portel, passa por Moura e atinge a fronteira. Estes xistos mostram-se, habitualmente, muito dobrados e torcidos. Denotam xistosidade muito pronunciada, várias lineações e grande desenvolvimento das micas e agregados micáceos, que chegam a constituir placas relativamente grandes. São estas características que os distinguem dos outros xistos, das formações de S. Marcos do Campo, onde aqueles aspectos se encontram consideravelmente atenuados ou, alguns deles, inexistentes. Nestes últimos, a fissilidade é acentuada e parece, quase sempre, corresponder a clivagem original.

Os micaxistos denotam recristalização mais acentuada do que os xistos sericíticos, resultando, assim, um grão mais grosseiro, visível a olho nu. Estão, normalmente, muito dobrados, com frequente silicificação. É muito característica a existência de quartzo de exsudação, de forma lenticular, desenvolvendo-se sem qualquer relação com intrusões graníticas. Trata-se de segregações locais, que deixam abundante cascalheira no terreno. Podem considerar-se nos micaxistos, as seguintes associações mineralógicas, mais representativas:

Quartzo-moscovite-clorite-albite

Moscovite-biotite-quartzo (-albite)

Estas rochas mostram, habitualmente, leitos micáceos alternantes com outros, mais ricos de quartzo, a que se pode juntar a albite. A estrutura é tipicamente lepidoblástica.

O quartzo é, naturalmente, menos abundante nos xistos pelíticos, do que nos psamíticos. Este mineral aparece em grãos xenoblásticos, formando mosaico, em leitos e lenticulas, entre o material filítico.

A moscovite origina, muitas vezes, minerais compostos com a clorite. Com o aumento da temperatura, a moscovite-clorite é substituída pela biotite castanha-avermelhada e pela moscovite. A albite torna-se mais rara.

Como minerais acessórios citam-se, além de albite, clorite, calcite, epidoto, esfena, turmalina, produtos ferruginosos, apatite e leucoxena.

Alguns xistos são ricos de agulhas de rútilo e, também, de limonite (xistos ferruginosos) que pode constituir hastes esqueléticas, de grãos associados. Também, os sulfuretos (sobretudo a pirite) podem encontrar-se, abundantemente, em cristais e em finíssima poalha nos xistos, que, quando alterados, se tornam ferruginosos.

Conhecem-se xistos negros, grafitosos, frequentemente associados a liditos. Observam-se, especialmente, na chamada «série negra» da região de Sobral e, também, em certas faixas de xistos negros, a sul de Portel (por ex. Algares). Alguns destes xistos podem ser acompanhados de mineralizações, tais como, sulfuretos e óxidos de ferro, que podem estar finalmente disseminados na rocha.

A grafite existe normalmente em lamelas e pequeníssimos fragmentos espalhados pela rocha, constituindo uma poalha muito fina. Conhecem-se, também, concen-

trações importantes de grafite, como sucede próximo de Sobral (2 km a sul) onde constituem massas lenticulares, daquela substância, dobradas entre xistos e liditos.

Os xistos grafitosos são essencialmente micáceos e quartzo-micáceos; contém, frequentemente, intercalações de liditos e quartzitos negros, aos quais passam, por vezes.

Não é raro observarem-se, pelo menos, duas clivagens (S_1 e S_2). Assim, podem encontrar-se alguns leitões, com grãos de quartzo e elementos filíticos, mimetizando a estratificação original. Aqueles são atravessados por novas estruturas planares («strainslip-cleavage») ao longo das quais recristaliza o quartzo, a biotite e a moscovite. Estes minerais parecem ser, nestas condições, contemporâneos das microflexuras, que se observam em lâmina delgada.

Como se referiu anteriormente, encontram-se, subordinadas aos micaxistos, xistos pouco luzentes, que traduzem condições de metamorfismo mais baixas. São muito finos, apresentam acentuada fissilidade e têm, habitualmente, a seguinte composição:

Sericite-clorite-quartzo-(-albite-epidoto)

Quando os xistos contém quantidade importante de feldspato, dão xistos sericito-feldspáticos, mas sem que o feldspato seja visível a olho nu.

A proporção relativa dos elementos é variável, originando diversos tipos de xisto, consoante o mineral predominante.

Algumas destas rochas são muito finas e quartzosas, correspondendo a filádios. Os xistos sericíticos encontram-se, por exemplo, próximo de Alqueva e junto do Guadiana, no local da barca, em frente de Moura. Rochas deste tipo são, também, frequentes a sul de Moura, próximo do local de Enfermarias. Alguns destes xistos, estão associados a ortoleptinitos e milonitos, pelo que poderiam ser do tipo filonítico.

Os xistos luzentes, quanto ao grau de metamorfismo sofrido pelos pelitos originais, incluem-se na fácies dos xistos verdes («greenschists»). A recristalização prosseguiu, apenas, até a zona da biotite. Este mineral nem sempre está presente.

Poderia também dizer-se que estão representadas as zonas dos micaxistos superiores (ausência de biotite) e dos micaxistos inferiores (Roques e Jung, 1952).

FORMAÇÕES DE S. MARCOS DO CAMPO

Entre os xistos cristalofílicos de Moura e o Maciço de Reguengos, estende-se uma faixa, relativamente espessa, de idade duvidosa, onde assentam as povoações de S. Marcos do Campo e Campinho. É constituída por xistos argilosos finos e micáceos, de cores cinzenta, avermelhada, etc., associando-se-lhes, na região central, formações vulcânicas.

Estes xistos foram considerados do Ordovícico (NERY DELGADO, 1908), estando representados pelos «xistos de Barrancos» que mostram pistas e outras marcas (de ondulação, etc.). A estes xistos sucedem-se rochas silúricas (com *Monograptus*), situadas fora da região.

No entanto, esta série xistenta não contém quartzitos, tão típicos nas formações ordovícicas da Península, nem fósseis, exceptuando as impressões do tipo Nereites, o que levou o Prof. C. TEIXEIRA (1960) a pôr em dúvida a sua idade ordovícica. Recentemente, aquele professor, que vem procedendo à actualização da estratigrafia dos terrenos silúricos da área de Barrancos, admite, com grande probabilidade, que as formações consideradas ordovícicas, entre Redondo e a fronteira de Barrancos, seriam antes silúricas, parecendo haver um contacto tectónico com as formações cristalofílicas, a sul.

De facto, os xistos silúricos são, por toda a parte, idênticos aos considerados ordovícicos. Estes últimos não mostraram, até agora, elementos fossilíferos característicos.

É curioso notar que os vulcanitos da região de S. Marcos do Campo tornam a aparecer, mais a norte, na estrada da Póvoa de S. Miguel para Mourão, junto da ribeira de Alcarrache, entre os xistos que, a sul da Granja, incluem camadas com *Monograptus*.

Na nossa área as formações vulcano-sedimentares são cortadas pelo maciço granodiorítico de Reguengos, desenvolvendo-se uma auréola de contacto bastante extensa (as rochas desta auréola foram descritas em capítulo anterior). Aquelas formações constituem no conjunto um sinclínório, situando-se a série vulcânica nos níveis mais altos.

XISTOS

A série xistenta, que domina largamente sobre as outras rochas da área de S. Marcos, encontra-se muito dobrada, embora menos de que os xistos cristalofílicos.

Inclinam tanto para NE como para SW, mas com vergência predominantemente para SW

Os xistos mais representativos são os argilosos e micáceos, sobretudo quartzo-sericiticos, normalmente muito físeis.

A série xistenta compreende termos ainda francamente sedimentares, como xistos argilosos, muito finos, e outros epimetamorfizados, luzentes ou semi-luzentes (xistos micáceos), que não atingem, no entanto, a granularidade dos micaxistos.

São, sem dúvida, os xistos micáceos os mais característicos da região de S. Marcos, podendo incluir tipos, mais ou menos metamorfizados («slates» e «phyllites»).

XISTOS ARGILOSOS—São rochas com estratificação visível, muito finas, físeis, mostrando, ainda, muitas vezes, uma textura clástica.

Constam de material argiloso, quase opaco, micas em escamas pouco desenvolvidas e quartzo; associam-se outros minerais, óxidos e hidróxidos de ferro, pirite, grafite, etc., que pigmentam os xistos.

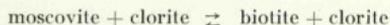
O material argilo-micáceo é muito fino, cripto a microcristalino, disposto segundo a estratificação. Nalguns leitos e fracturas, o material micáceo desenvolve-se mais, dando origem a uma «slaty cleavage» incipiente. Acessoriamente, encontram-se epidoto, rútilo, turmalina, etc.

XISTOS SERICITICOS (E CLORITICOS)—Estes xistos mostram recristalização mais avançada, que se traduz numa xistosidade mais regular e no brilho mais intenso, em relação aos xistos anteriores. São, habitualmente, bastante físeis e podem estar pigmentados por produtos ferruginosos (avermelhados e arroxeados).

Nestes xistos a mica branca (quase uniáxica) está bastante desenvolvida; o mesmo se pode dizer do quartzo.

A clorite, verde-clara, aparece muitas vezes intercrescida com a moscovite e, não é raro, apresentar uma birrefringência igual à da biotite (biotite verde).

Algumas vezes, pequenas lamelas pleocróicas de biotite revelam um grau de metamorfismo mais adiantado, que se poderia traduzir, esquematicamente, da seguinte forma:



Também se podem encontrar alguns grãos de epidoto e, mais raramente, de albite; estes últimos são difíceis de distinguir do quartzo associado, sobretudo quando a rocha é muito fina.

Os restantes elementos compreendem; rútilo, turmalina, apatite e produtos ferruginosos.

Frequentemente observa-se uma segregação metamórfica incipiente, muitas vezes não concordante com a estratificação (clivagem original). As bandas filíticas dobram mais facilmente do que as ricas de quartzo, resultando segunda clivagem onde elementos filíticos e pequenas lâminas de quartzo, finamente cristalino, se desenvolvem preferentemente.

A estratificação original nota-se pela conservação de bandas diferentemente coradas (residuais), cortadas pela xistosidade.

Não é raro encontrar-se uma segunda direcção de xistosidade (complementar), de cuja intersecção, com a anterior, resulta uma lineação. De qualquer modo, a fissilidade manifesta-se sempre, nestes xistos, por intermédio de qualquer dos planos de clivagem, contrariamente ao que se observa nos xistos cristalofílicos de Moura, mais

dobrados e enrolados, denotando deformações mais complicadas e, talvez mais numerosas.

Os xistos, das formações de S. Marcos do Campo, mostram-se, por vezes, muito ricos de quartzo (xistos quartzo-sericiticos), principalmente próximo dos terrenos cristalofílicos. Nesta zona são numerosos os filões, vénulas e massas de quartzo, cuja intalação foi facilitada por fracturas mais ou menos paralelas ao contacto.

VULCANITOS

Como anteriormente foi dito, encontra-se uma faixa predominantemente vulcânica entre os xistos das formações de S. Marcos do Campo. Esta série vulcânica apresenta fácies distintas. Predominam os tufos, mais ou menos deformados e metamorfizados, que se encontram, lado a lado, com brechas, aglomerados e lavas.

Existem, subordinadamente, xistos pelíticos, metachertes, grauvaques vulcânicos e metadoleritos.

A granularidade das rochas vulcânicas é muito variável, havendo desde tufos muito finos a tufos grosseiros, mas deixando ver sempre o carácter vulcânico, sobretudo quando alterados.

TUFOS VULCÂNICOS — Este tipo de rochas é o mais frequente de entre os vulcanitos. A matriz é, na maior parte das vezes, epidoto-clorítica; noutros casos, associa-se-lhe uma anfíbola actinolítica, verde azulada, de neoformação. A calcite pode ser, em certos casos, muito abundante.

A recristalização das rochas nota-se em quase todas elas; dá origem ao desenvolvimento de certa xistosidade.

Os fragmentos, mais ou menos transformados, que se destacam da matriz, constam de: elementos líticos, normalmente vulcânicos (lembram andesitos); fragmentos de plagioclase, com a composição de oligoclase e, também, de andesina, por vezes, zonada (não é raro a plagioclase encontrar-se albitizada); vários micrólitos, tendo-se identificado numa lâmina sanidina; elementos de lava de composição provavelmente dacítica (segundo uma análise efectuada dum elemento de aglomerado, semelhante ao antes citado).

O quartzo é, por vezes, abundante, em fragmentos residuais, ou, em grãos xenoblásticos recristalizados.

A matriz, constituída essencialmente por clorite, epidoto, calcite e albite, além de quartzo, sericite e produtos ferruginosos, mostra com frequência, agregados muito finos, micro e criptocristalinos, de elementos filíticos, produtos ferruginosos e quartzo, que substituem um feldspato anterior, cujos contornos são preservados.

Restos de hastes de plagioclase são invadidas e corroídas pelo material matricial.

Noutros pontos da matriz a recristalização avançou mais e observam-se grandes plagas de clorite verde, isótropa ou com birrefragência anómala, e grãos e agregados granulares de epidoto muito desenvolvidos. Também se podem observar grandes massas de calcite.

A abundância de clorite e de epidoto sugere a composição original básica, como se verifica pelos resultados da análise de uma amostra.

Alguns agregados de elementos máficos podem ter resultado da transformação da piroxena ou da hornblenda originais, cujos contornos parecem conservar-se.

Os elementos líticos vulcânicos estão, no geral, bastante alterados; são ferruginosos, mas deixam ver, perfeitamente, os micrólitos, com disposição traquítica e subtraquítica e, também, intersectal. Estes micrólitos têm a composição de oligoclase

cálcica. Alguns elementos criptocristalinos parecem corresponder a vidros vulcânicos. Por vezes, notam-se pequenas amígdalas preenchidas por clorite verde, orladas de epidoto.

Não é raro observarem-se elementos cloríticos de aspecto afilado nas extremidades; lembram estruturas de ignimbritos e sugerem, portanto, emissão aérea.

Nem sempre os elementos líticos e os de quartzo são angulosos. Também se encontram fragmentos arredondados, que parecem indicar um transporte dos materiais (tufitos). Quando o quartzo e, até, a calcite são muito abundantes, a rocha mais parece ser um grauvaque vulcânico.

As transformações sofridas por estes vulcanitos nem sempre deixam ver a verdadeira origem deles, não se sabendo, muitas vezes, se se está em presença de um tufo, tufito ou grauvaque vulcânico. De qualquer modo, traduzem bem a actividade vulcânica que existiu na região de S. Marcos do Campo.

BRECHAS VULCÂNICAS—Estas rochas diferem das anteriores pelo carácter brechóide. Localizam-se, principalmente, numa estreita faixa, situada 1 km a sul do V. G. das Falcobreiras, indo passar no caminho que liga Campinho a S. Marcos. Observam-se grandes fragmentos (atingindo cerca de 10 cm), normalmente de lavas criptocristalinas, ou, mais frequentemente, opacas, devido à abundância de material ferruginoso. Outras vezes, estão invadidos por agregados microcristalinos de minerais da matriz (clorite, sericite, epidoto, etc.).

Existem, também, tal como nos tufos, fragmentos de plagioclase e, alguns, de quartzo, que podem ter grandes dimensões.

Não é raro encontrarem-se zonas com estruturas intersectais, sugerindo a existência de elementos doleríticos. Aliás, raros doleritos, alterados, foram identificados entre as amostras estudadas da série vulcânica.

LAVAS—Estas rochas, de cor cinzenta-esverdeada, são muito finas e compactas. Encontram-se em leitos, entre os tufos e xistos, podendo estar muito alteradas, transformadas em xistos micáceos e argilosos.

O estudo óptico revelou que estas rochas vulcânicas têm estrutura criptocristalina e microcristalina. São rochas hipocristalinas que sofreram, em parte, desvitrificação; observam-se cristalitos, normalmente de epidoto e anfíbola (?), dispostos em rosário.

O quartzo pode ser muito abundante, constituindo grãos bastante desenvolvidos e birrefringentes. Forma um mosaico de recristalização; pode ocorrer, também, em pequenos fenocristais.

Não foi possível identificar feldspato, mas ele está certamente presente na rocha. Algumas pequenas amígdalas estão preenchidas por epidoto e quartzo.

A análise, que mais adiante se apresenta, dum fragmento de lava, revelou composição dacítica.

AGLOMERADOS VULCÂNICOS—Próximo de S. Marcos do Campo, na trincheira de uma nova estrada, observam-se aspectos dos vulcanitos, dignos de referência. Podem ver-se ali, não só lavas interestratificadas com tufos, como também elementos lávicos, lembrando bombas vulcânicas e «lapilli», englobados numa matriz esverdeada de tufo vulcânico.

Nota-se que, apesar das deformações sofridas, é muito nitido o aspecto de aglomerado vulcânico, bem como o das lavas interestratificadas que, quando alteradas, mais parecem xistos argilosos e micáceos.

Parece, pois, estarem representadas as alternâncias de fases efusivas (lavas) e explosivas (tufos e aglomerados vulcânicos). Observa-se, também, esta alternância de fases da actividade vulcânica, por exemplo, no caminho de Campinho para S. Marcos do Campo.

Quadro XII — **Agglomerado vulcânico de S. Marcos do Campo**

Análises			Normas		
%	1	2		1	2
SiO_2 . . .	71,23	40,18	<i>Q</i>	39,00	6,36
Al_2O_3 . . .	12,96	13,93	<i>C</i>	1,53	—
TiO_2 . . .	0,48	0,58	<i>or</i>	—	2,78
Fe_2O_3 . . .	2,36	4,43	<i>ab</i>	34,06	17,50
FeO	3,03	3,16	<i>an</i>	13,07	27,80
MnO	0,09	0,08	<i>en</i>	3,20	10,20
CaO	2,84	18,78	<i>fs</i>	3,03	1,06
MgO	1,28	4,08	<i>wo</i>	—	14,50
Na_2O	4,02	1,99	<i>ca</i>	—	21,10
K_2O	0,04	0,54	<i>mt</i>	3,24	6,50
P_2O_5	0,09	0,12	<i>il</i>	—	1,06
H_2O^+	1,54	2,30	<i>ap</i>	0,31	—
H_2O^-	0,22	0,10		97,44	97,10
CO_2	—	9,44	H_2O . . .	1,76	2,40
	100,18	99,17		99,20	99,50

1 — Elemento lávico. Dacito I(II).3.3.5. An=28 %

(Anal. M. Trabucho)

2 — Matriz tufácea. Composição de dolerito quartzífero III.(4)5.4.4(5). An=62 %

(Anal. A. Lopes Vieira)

DEVÓNICO

Os sedimentos deste andar, representados por xistos e grauvaques, ocupam uma faixa que se estende desde a fronteira de Ficalho até Ferreira do Alentejo, fora da região estudada.

Estes terrenos têm sido atribuídos ao Neodevónico, por comparação com os xistos de Nereites de Pomarão, onde se descobriram os primeiros fósseis, em 1905, examinados mais tarde por P. PRUVOST (1912), que reconheceu a fauna como pertencente ao Devónico superior (Fameniano).

Recentemente, sob a direcção do Prof. CARLOS TEIXEIRA, procedeu-se à busca de elementos fossilíferos nas formações devónicas, tendo sido encontrado, material fossilífero que, embora estando deformado e alterado, permitiu reconhecer restos de crinóides e de vegetais. Segundo a opinião deste ilustre Professor, os fósseis encontrados são muito semelhantes aos de Barrancos, atribuídos ao Devónico inferior. A faixa xisto-grauváquica pode, talvez, ser mais antiga do que a princípio se supunha.

As formações devónicas da nossa área estão limitadas, a norte, pelos terrenos cristalinos e por um acidente tectónico de primeira ordem. A sul, contactam com uma espessa formação de xistos luzentes, muito dobrados. Estes xistos, que se estendem até muito próximo de S. Domingos, correspondem, talvez, no dizer de MAC GILLAVRY (1961 a e 1961 b), à parte inferior das formações de Pomarão; podem ser de idade diferente da do «Complexo cristalofílico».

Enquanto o contacto setentrional da faixa devónica é nítido, o mesmo não se pode dizer do contacto meridional. Deste lado, nota-se o desaparecimento dos grauvaques e o aparecimento de xistos siliciosos endurecidos. Os xistos estão, também, mais dobrados e metamorfozados.

Nos cortes das estradas de Ficalho, em direcção ao sul, e de Serpa-S. Domingos, nota-se que os xistos estão, no contacto, bastante siliciosos, esmagados e de aspecto brechóide. Particularmente, na primeira estrada, aparece uma brecha, de origem tectónica, muito quartzosa e com fragmentos variados, que pode estar em relação com uma falha.

Os terrenos devónicos são constituídos, essencialmente, por xistos micáceos finos, físeis, e por grauvaques de granularidade fina a média.

Os grauvaques são, no geral, bastante quartzíferos (quartzo-grauvaques) mostrando matriz fina, quartzo-feldspato-filítica, donde se destacam fragmentos variados, de quartzo, biotite esverdeada e esfarrapada, plagioclase, moscovite e, num caso, piroxena.

Produtos ferruginosos estão presentes, em menor ou maior quantidade. É nestes tipos de grauvaques que se encontram restos fossilíferos.

MILONITOS (s.l.)

Encontram-se, com certa frequência, rochas que tendo sofrido ações mecânicas não foram, todavia, além da formação de algum quartzo, de clorite e de sericite, alvo de recristalizações notáveis, comparáveis às do metamorfismo geral. Estas rochas são designadas por milonitos e compreendem todas as rochas fracturadas, qualquer que tenha sido a intensidade do fenómeno mecânico. Elas podem ter sido laminadas, deformadas, trituradas, etc.

O estudo óptico permite agrupá-las em cataclasitos, milonitos s.s.t. e filonitos, consoante o estado de deformação atingido. Na prática esta divisão não é fácil de estabelecer, pois estes tipos de rochas, no terreno, encontram-se, de maneira geral, intimamente associados.

Em consequência destas deformações, ditas cataclásticas, os minerais da rocha fracturam, originam granulação fina, as clivagens e geminações mostram-se deslocadas, formam-se superfícies de escorregamento diferencial, extinções rolantes, etc. Surgem, assim, vários tipos de estruturas cataclásticas, características destas rochas. Pode observar-se a estrutura dita «mortar» ou «mortier», e o aparecimento de lenticulas, dando, por vezes, a conhecida estrutura ocelar. Pode aparecer certa xistosidade, embora sem reflectir a regularidade e, sobretudo, a generalidade que apresentam os xistos cristalinos.

Sob o ponto de vista mineralógico, o quartzo e o feldspato em fragmentos angulosos, encontram-se dispersos em matriz muito fina. As recristalizações são constantes; a albite preenche as fracturas dos feldspatos.

A biotite transforma-se rapidamente em clorite; a rocha toma, então, tonalidade escura.

A anfíbola tende a desaparecer e, em sua substituição, aparece clorite e calcite.

A moscovite resiste melhor, mas esfarrapa-se, forma lâminas alongadas e estiradas; origina sericite. Esta última forma-se também à custa dos feldspatos pulverizados.

Os milonitos derivam, quase sempre, de rochas granitóides (principalmente pórfiros), pelo facto de o quartzo e o feldspato serem quimicamente estáveis, num largo intervalo de temperatura e pressão. Incluem vários termos desde os granitos calcoalcalinos aos dioritos.

Devido aos aspectos residuais, tanto estruturais como mineralógicos, os milonitos permitem identificar, muitas vezes, as rochas de que derivaram. Além disso, as transformações sofridas — recristalização, desenvolvimento do folheado e xistosidade — conduzem, muitas vezes, a tipos próximos, ou, até, idênticos aos gnaisses, leptinitos e

xistos quartzo-feldspáticos. Por outro lado nas manchas cartografadas, englobando estes tipos petrográficos, encontram-se rochas com vestígios de estruturas porfíricas, o que leva a admitir, para algumas delas, origem «orto».

Próximo de Alqueva, o dinamometamorfismo atingiu profundamente um gabro, que foi quase totalmente saussuritizado. Observam-se microscópicamente relíquias de piroxena, plagioclase cálcica, minério de ferro e esfena, numa matriz fina, saussuritizada, onde se podem identificar epidoto, clorite, uralite, albite, leucoxena e produtos ferruginosos. É um paragabro (no sentido de Lacroix) fortemente laminado; nota-se certa orientação dos elementos residuais; a leucoxena, muito abundante, forma tiras alongadas. Também se observam estruturas miloníticas. Este gabro sofreu, sem dúvida, acções dinâmicas; encontra-se dentro do alinhamento duma faixa milonítica, estreita, constituída principalmente por ortognaisses.

Ao longo da ribeira de Odearça, numa extensão de 12 km, segue uma faixa de rochas miloníticas (de orientação geral NNW-SSE), resultantes da acção de fenómenos dinâmicos, na maior parte, sobre rochas porfíricas.

TERCIÁRIO

COMPLEXO PALEOGÊNICO — Pode estar representado por alguns depósitos situados no canto NE da folha. «São depósitos paleogênicos a quase totalidade dos afloramentos, marcados como Miocénico lacustre na antiga carta geológica, dos arredores da Granja e Amareleja» (ZBYSZEWSKI, FEIO, M. ALMEIDA, 1950).

COMPLEXO MIOCÊNICO CONTINENTAL — Está representado, sobretudo, por grés com cimento argiloso ou calcário, designados por «Grés de Moura». Segundo ZBYSZEWSKI, FEIO e M. ALMEIDA (1950), aquele complexo gresoso é contemporâneo, em parte, do «Saheliano» da Bacia do Sado e, na parte superior, dos calcários pontianos do Ribatejo.

Encontram-se, também, neste complexo, calcários compactos.

COMPLEXO PLIO-PONTIANO — No sopé na serra de Portel, na região de Marmelar (Mesas 185 m), os depósitos paleogênicos estão cobertos por areias com calhaus mal rolados de rochas siliciosas e envolvidos por pasta argilosa, proveniente da alteração dos xistos. Estes depósitos são as «rañas» que se depositaram em clima de tipo árido, durante o Vilafranquiano (M. FEIO, 1951).

Impregnações e crustas calcárias, que cobrem, por vezes, grandes áreas, devem ter-se formado em clima seco, com escoamento incompleto e fortes variações estacionais. As «rañas» nunca estão impregnadas, o que mostra que o fenómeno é anterior

QUATERNÁRIO

Os depósitos quaternários são constituídos por areias e calhaus rolados de terraços fluviais e aluviões. Os mais importantes distribuem-se ao longo do Guadiana, tendo sido reconhecidos quatro níveis: 80-90; 50-60; 25-35 e 12-15 metros (M. FEIO, 1946).

Os depósitos de vertente abundam nos sopés das serras calcárias e quartzíticas. São depósitos grosseiros, constituídos por elementos de quartzo, quartzito e calcário, contendo, por vezes, fragmentos de xisto.

TECTÓNICA

A arquitectura da área que se estende desde Monte do Trigo a Ficalho, junto à fronteira, é dominada por pregas e fracturas, de orientação varisca.

A estruturação aparentemente simples destes terrenos é complicada, de maneira considerável, pela existência de maciços cristalinos e cristalofílicos, de grande heterogeneidade litológica, de acidentas tectónicas e de dobramento apertado de rochas de competência diferente. As dobras apresentam, com frequência, acentuada vergência, que favorece os deslocamentos de tipo falha inversa.

Alguns afloramentos calcários e quartzíticos, de aspecto lenticular, poderiam representar escamas resultantes da penetração de bancadas rígidas através de materiais mais plásticos suprajacentes.

Por outro lado, esta estruturação parece ser orientada, em parte, pela influência do soco na cobertura, o que se reflecte na evolução tectónica da região, como se verá mais adiante. Daqui a necessidade de analisar, em separado, os diferentes elementos estruturais para se poder, finalmente, estabelecer uma interpretação de conjunto.

ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS

Sob esta designação englobamos as estruturas visíveis em amostra de mão (estruturas de escala pequena).

O significado tectónico destes elementos estruturais e a relação com a macro-tectónica são sempre bastante delicados, exigindo observação muito atenta e grande número de elementos que possam ser utilizados na interpretação de estruturas maiores.

Referir-nos-emos, em seguida, a alguns tipos de estruturas encontradas (folheado, xistosidade e lineação) e, devido à grande confusão que reina na respectiva terminologia, tentaremos dar, abreviadamente, o significado das expressões usadas neste trabalho, bem como a importância de que se revestem na interpretação estrutural.

O *folheado* é aqui utilizado com o significado atribuído pelos autores ingleses (HARKER, 1932; WILSON, 1961) e refere-se à textura bandada das rochas metamórficas, resultante da distribuição alternada, de certos agregados minerais, em leitos e lenticulas. Assim, um gnaisse é uma rocha intensamente folheada. Na escola americana o termo «foliation» envolve todas as superfícies de origem metamórfica (TURNER, 1963), tais como: «slaty cleavage», «schistosity», «layering» e «lamination», etc. Corresponde ao «littée» dos franceses (JUNG e ROQUES, 1952).

No terreno, o folheado distingue-se, facilmente, da xistosidade, particularmente nos gnaisses e xistos quartzo-feldspáticos, onde é bem visível a alternância de mineiras quartzo-feldspáticas e filíticas (textura folheada ou «feuilleté»).

A *xistosidade*, também segundo os autores ingleses, é o tipo de clivagem das rochas metamórficas, francamente cristalinas (com granularidade visível a olho nu), resultante da recristalização das rochas que sofreram deformação ou movimentos internos devidos à acção de forças exteriores («stresses»). Na prática, este tipo de clivagem nem sempre se distingue facilmente de outra, a «slaty cleavage», característica de rochas pouco metamórficas («slates» e «phyllites») de granularidade resolúvel ao microscópio. Por isso, utilizaremos o termo «xistosidade» para englobar os dois tipos de clivagem anteriormente referidos, como fazem alguns autores (LEITH, 1905).

As rochas cristalofílicas da nossa região são da epizona, pelo que frequentemente se encontram, lado a lado, as duas clivagens e respectivos tipos de passagem. Existe, na realidade, transição completa entre a clivagem das rochas finamente granulares e a xistosidade dos xistos cristalinos, mais grosseiros. É preferível, portanto, incluir sob a designação de «xistosidade» as verdadeiras «schistosity» e «slaty cleavage», que se podem, aliás, distinguir em amostras de mão.

Notam-se certas particularidades, visíveis, a olho nu, nos planos de xistosidade dos xistos cristalinos, que lhes conferem aspecto distinto dos xistos de S. Marcos do Campo e dos xistos devónicos. Estes últimos têm, sobretudo, clivagem de fractura s.l. («fracture cleavage» ou «clivage cassant» e «strain-slip cleavage» ou «faux clivage») e, às vezes, uma «slaty cleavage». São rochas muito finas e de fissilidade fácil.

Os micaxistos, de textura cristalina mais grosseira, têm partição menos regular e fácil, mostram superfícies brilhantes e onduladas ou enrugadas. Têm xistosidade («schistosity») evidente e, pelo menos, uma variedade de estrutura linear.

Este facto pode estar em relação com metamorfismo e deformação, mais intensos, sofridos pelos xistos cristalinos ou, ainda, com a sobreposição de deformações. Os mecanismos que contribuem para a ondulação e irregularidade das superfícies de clivagem dos micaxistos são variados; originam lineações, normalmente, segundo o eixo «b», como sejam: intersecção de planos de movimento ou fractura e possível cristalização, especialmente, de micas ao longo daquela lineação; rugosidades originadas a partir da xistosidade, devidas a micropregas, a «strain-slip-cleavages», a «shear-cleavages» (pós-xistosidade), etc. Também, se os movimentos continuarem ao longo dos planos de xistosidade, podem resultar pequeníssimas flexuras monoclinaes.

Não dispomos de número suficiente de observações para caracterizar a verdadeira causa destas deformações nos planos de xistosidade dos micaxistos. Estas diferenças observadas nas superfícies de clivagem dos micaxistos e nos xistos finos de S. Marcos do Campo e do Devónico permitem, frequentemente, separá-los no terreno. As estruturas lineares em questão desenvolvem-se à medida que cresce a intensidade do metamorfismo.

A *lineação*, termo puramente descritivo, refere-se a qualquer espécie de estrutura linear das rochas (CLOOS, 1946). Foram observados os seguintes tipos: intersecção de dois planos (estratificação e clivagem ou xistosidade), eixos de pequenas dobras («minor folds»), «rods» e estruturas em «lapis». Estas últimas são muito abundantes nos xistos de S. Marcos, na margem direita do Guadiana, junto do contacto com os tufos vulcânicos. Resultam da intersecção de dois planos de ruptura, no nosso caso, de estratificação e clivagem, de tal modo que estas curiosas estruturas têm o alongamento segundo «b», ou seja NW-SE.

Como é sabido, todos estes elementos são utilizados na determinação da orientação dos eixos das grandes dobras, que são na maior parte das vezes paralelas à linhação «b», desde que esta resulte dos mesmos esforços que provocaram o pregueamento.

Com os elementos estruturais referidos é possível, por vezes, interpretar a geometria das dobras e a sucessão estratigráfica, sempre difícil, devido à ausência de fósseis.

Os elementos e métodos estruturais encontram a verdadeira eficácia em regiões de tectónica simples e onde não tenha havido mais de uma fase orogénica. A nossa região, pelo contrário, é bastante complexa, quer pela heterogeneidade litológica, quer pelas diferentes orogenias que a teriam afectado. Daqui resultam dificuldades na interpretação, como seja a distinção das estruturas herdadas das neoformadas (por exemplo, folheado original modificado, posteriormente, por dobramento e imposição de novo plano axial, que conduzem a resultados, na maior parte das vezes, duvidosos).

Observando os estereogramas dos planos de xistosidade respeitantes a diferentes áreas (fig. 6), verifica-se que todos eles evidenciam uma característica comum: os pontos representativos dispõem-se, de maneira geral, paralelamente a um plano de orientação NW-SE.

Cada um destes estereogramas reflecte uma estrutura correspondente no terreno como vamos ver: em I, salienta-se a grande dobra anticlinal, a sul de Portel, com um flanco de orientação NW-SE e outro sensivelmente N-S; em II, encontra-se um plano de simetria NW-SE, com a direcção do eixo do sinclínio assimétrico de S. Marcos; em III, esboça-se uma ligeira inflexão que corresponde, no terreno, ao desvio sofrido pelos afloramentos junto do grande acidente da Vidigueira; em IV, pode observar-se uma rotação das áreas de densidades, traduzindo a deslocação da Serra de Ficalho.

ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS

I — ACIDENTES TECTÓNICOS

Observando a carta geológica e, especialmente, a carta estrutural da região estudada, verifica-se que esta se encontra fragmentada por numerosas fracturas distribuídas, preferentemente, segundo três direcções, a saber: NW-SE, NE-SW e E-W.

Se algumas destas fracturas estão directamente ligadas ao pregueamento principal da região, como sejam as falhas tipicamente transversais, com rejeitos apreciáveis, outras há que denotam ter antecedentes mais antigos, jogando posteriormente, talvez mais de uma vez, ou, pelo menos, a sua presença teria influenciado o desenvolvimento sedimentar e estrutural subsequente.

Passaremos, em seguida, à análise dos acidentes tectónicos mais importantes da região.

Acidentes de orientação geral NW-SE — São muito numerosas as fracturas com orientação de NW-SE a NNW-ESE, que se denunciam por faixas de material ígneo (ácido e básico), epimetamorfizadas, e de rochas miloníticas de igual orientação.

Ao longo destas estruturas podem ter-se dado, posteriormente, granitizações, como parecem indicar os alinhamentos de vários maciços graníticos (Vidigueira, Pedrógão, parte de Pias, etc.), ao longo de zonas milonitizadas e de faixas de rochas ortometamórficas.

Este facto é bastante significativo e será tratado, mais adiante, no capítulo respeitante à actividade ígnea.

Merece referência especial a zona de fracturas, ocupada por rochas verdes, que se estende desde o maciço granítico de M.^{te} do Trigo até à fronteira, passando, sucessivamente, pela Amieira, Safara, etc. Do lado espanhol, conhecem-se rochas verdes próximo de Aracena que, pela situação e orientação, fazem presumir que são a continuação das anteriormente referidas.

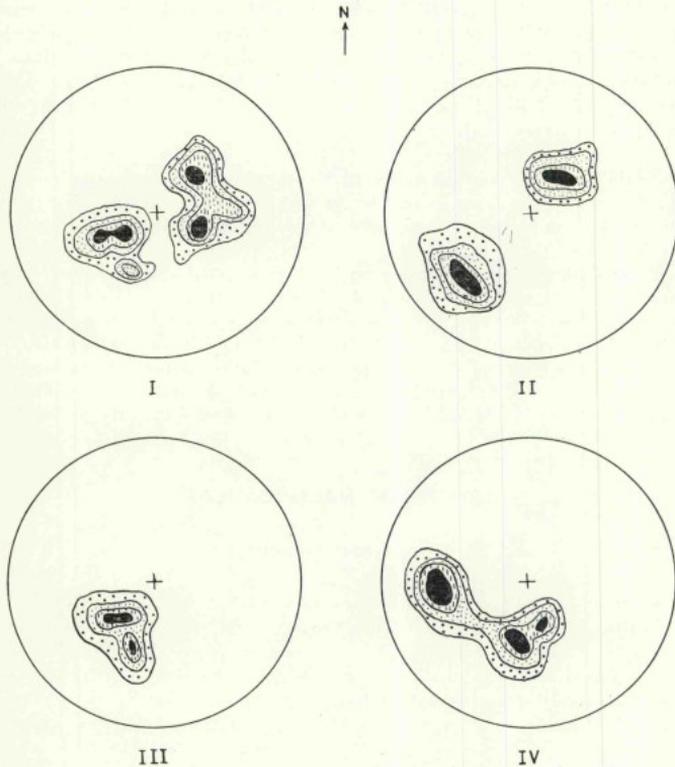


Fig. 6 — Estereogramas das xistosidades — I: área de Portel. II: formações de S. Marcos do Campo. III: área de Moura. IV: área de Ficalho.

Este grande acidente (M.^{te} do Trigo-Safara) tem, portanto, em Portugal cerca de 75 km de extensão e apresenta algumas particularidades interessantes, a saber:

- a) Sofre ligeira inflexão para leste no encontro com outro grande acidente, de orientação E-W (falha da Vidigueira).
- b) É deslocado pela grande falha NE-SW, que passa próximo de Portel.

- c) A rocha verde que ocupa o acidente é, em muitos pontos, um metadolerito.
 d) A instalação do material básico interrompeu-se bruscamente junto da referida falha de Portel.

O último aspecto não deve ser atribuído a um rejeito posterior à intrusão básica, porque este teria, então, uma dimensão que não é habitual nesta área de Portel.

Por outro lado, encontram-se pequenos rejeitos, na rocha verde, da mesma grandeza dos que se observam ao longo do acidente, de que seriam contemporâneos. Basta, no entanto, reparar na carta geológica para verificar que não existe correspondência entre os dois blocos situados de um e outro lado da falha de direcção NE-SW.

Parece, assim, que aquela grande descontinuidade, ao longo da falha de Portel, é anterior ao enchimento eruptivo da zona de fracturação, de orientação NW-SE.

Resta-nos, portanto, admitir que as fracturas de direcção NW-SE, afectadas ou não pelo acidente de orientação NE-SW, foram, em seguida, preenchidas pelo material básico (rochas verdes) e que o enchimento verificado na grande fractura, ou fracturas, NW-SE, foi influenciado por uma estrutura preexistente de orientação NE-SW, daí a brusca interrupção verificada nestas rochas verdes.

Como se viu anteriormente, esta actividade ígnea data, pelo menos, do Câmbrico inferior. Deste modo, poderá concluir-se da antiguidade destas fracturas, tanto de orientação NW-SE como NE-SW.

A zona de fracturas de direcção NW-SE, representada pela faixa de rochas verdes, parece ter sido influenciada, também, por extensa descontinuidade de orientação E-W (falha da Vidigueira), que origina ligeira inflexão a NE de Moura. Pode, assim, suspeitar-se, também, da antiguidade deste grande acidente E-W.

No Câmbrico da Espanha meridional são conhecidas numerosas fracturas, preenchidas por material ígneo, de orientação geral variando de NW-SE a NNW-ESE, por exemplo nas províncias de Sevilha e da Baixa Estremadura. Próximo da fronteira, a sul de Encinasola, encontram-se vários alinhamentos de rochas vulcânicas, com orientação NW-SE, cujos fragmentos se encontram nos conglomerados da base do Ordovício. Estas estruturas são consideradas como pertencentes ao soco Infracâmbrico, tendo sido posteriormente reactivadas (ALIA MEDINA, 1963).

Apesar da cobertura terciária, é possível verificar que os calcários da região de Ficalho, não só sofreram ligeira inflexão, como também, tendem a desaparecer de encontro a uma linha, de orientação NNW-SSE, passando aproximadamente a sul de Moura, que constitui, em parte, o limite oriental do maciço granítico de Pias. Este grande alinhamento pode representar um acidente tectónico, com antecedentes antigos, pois parece influenciar, na vizinhança, a distribuição dos sedimentos câmbricos. Facto curioso, o granito de Pias está localizado na intersecção deste alinhamento com outra zona de fracturas vinda de Pedrógão. Aliás, esta relação do granito com zonas de grande fracturação verifica-se frequentemente; será tratada noutro capítulo.

Não foi apenas nas formações mais antigas que se instalaram estes grandes acidentes de direcção NW-SE. Na faixa de S. Marcos do Campo (Silúrico?) pode ver-se uma zona de fracturas de orientação NW-SE, onde se desenvolveu grande actividade vulcânica. Também no país vizinho esta actividade é conhecida nas formações consideradas ordovícicas.

Estas fracturas, devido à extensão e orientação, semelhantes às antigas, poderiam ter sido, também, reactivadas no Ordovício e, até, no Silúrico, originando depressões com os bordos paralelos àquelas.

Acidentes de orientação geral E-W — Os acidentes tectónicos com orientação E-W, ou próxima desta, não são abundantes, mas, nem por isso, deixam de ter repercussão na evolução sedimento-estrutural da região.

São três os mais importantes e, qualquer deles, ultrapassa a nossa área de trabalho. Começando a descrição de norte para sul, encontra-se uma grande zona de descontinuidade de direcção E-W, com cerca de 45 km de extensão. Este acidente era conhecido (FEIO, 1946), embora os critérios utilizados na identificação tivessem base morfológica. Depois de efectuado o levantamento geológico, foi possível determinar o significado deste grande alinhamento, podendo-se resumir as suas implicações no quadro geológico-estrutural, do seguinte modo:

- a) Separação nítida de dois blocos, estando o meridional coberto, em grande parte, por depósitos terciários.
- b) Verifica-se que, na unidade situada a norte desta linha de descontinuidade, as faixas de calcários e rochas verdes associadas sofreram uma inflexão, de tal maneira que parecem adaptar-se ao alinhamento, para depois, próximo de Moura, retomarem a orientação regional.
- c) Do mesmo modo, algumas rochas verdes tendem a formar «cunha» junto do cruzamento deste acidente com o Guadiana. Este aspecto poderia não estar directamente relacionado com o acidente, mas antes, com outras fracturas paralelas, situadas mais a norte, como parecem sugerir alguns afloramentos de rochas verdes.
- d) Contacto rectilíneo, E-W, dum pequeno maciço granítico com os xistos encaixantes, sem auréola de metamorfismo, quando esta é habitualmente característica nos granitos da região. Isto faz pensar em contacto por falha, coincidindo com o alinhamento em questão.
- e) Como consequência da alínea b), a deposição calcária efectuou-se apenas ou principalmente a norte desta grande descontinuidade, a avaliar pelos afloramentos conhecidos através da cobertura terciária.
- f) Esta estrutura corta a grande zona de fractura de direcção NW-SE, anteriormente referida.

Pode avaliar-se, assim, a influência que esta zona de descontinuidade desempenhou desde, pelo menos, o Câmbrio inferior, intervindo na deposição da série calcária e rochas associadas e, talvez, na grande faixa de rochas verdes. Mais tarde, vai actuando, sucessivamente, de maneira activa ou passiva, na instalação do maciço da Vidigueira, cujo bordo meridional se ajusta, e doutro mais pequeno (ausência de auréola), no pregueamento dos depósitos, acentuando, assim, a adaptação à estrutura e, finalmente, nos depósitos terciários e quaternários. Conhecem-se algumas pequenas falhas que deslocam o Miocénico e que estão dentro deste alinhamento.

O contacto câmbrio-devónico, que se estende desde a fronteira, passando por Ficalho, Aldeia Nova e que segue, para ocidente, entre o maciço gabro-diorítico de Beja e o Devónico, representa um acidente tectónico importante, sendo acompanhado por rochas miloníticas e por uma brecha calcária que inclui, frequentemente, fragmentos de xistos, rochas ígneas, etc.

Desenhando um arco em território português, chega à fronteira com direcção N 80° E e entra profundamente em Espanha, seguindo sempre o contacto câmbrio-devónico.

Este acidente (Beja-Guillena) separa duas zonas estruturais, a de Ossa-Morena e a sul-portuguesa (LOTZE, 1945). Coincide com o limite sul do «bloco caledónico português», assim designado por CARRINGTON DA COSTA (1950).

MAC GILLAVRY (1961), por observações efectuadas no nosso território e em Espanha, chegou, também, à conclusão de que o limite entre a zona de Beja e o geossinclinal Alentejo-Huelva é, muito provavelmente, um contacto tectónico de primeira ordem.

Vamos agora esquematizar os principais aspectos observados ao longo deste alinhamento, que levaram a considerá-lo como um acidente importante, possivelmente, com antecedentes que poderão datar, pelo menos, do Câmbrio inferior.

- a) Contactos bruscos entre as formações situadas a norte e a sul desta descontinuidade.

Do lado de Beja, é todo um maciço gabro-diorítico que se interrompe e se adapta, junto deste alinhamento. O mesmo se poderia dizer do maciço granítico de Pias.

Qualquer destas formações eruptivas não metamorfiza os depósitos devónicos e não ultrapassa aquela estrutura. Exceptuam-se os afloramentos gabróicos, a sul de Ficalho.

- b) Próximo de Aldeia Nova, observa-se que o granito e o gabro se estendem para E, com aspecto filoneano e limitando as formações câmbricas. Aquelas rochas estão tectonizadas.

Portanto, a estrutura parece ser anterior àquelas rochas eruptivas, ou pelo menos contemporânea, tendo condicionado a sua instalação. A tectonização estaria em relação com movimentos mais tardios.

- c) Se agora se atentar no que se passa com as formações cristalinas ao longo desta linha estrutural, verifica-se que as bancadas se vão moldar perfeitamente a este alinhamento, o que está bem patente nos calcários e quartzitos, e que esta adaptaçã, em que o pregueamento veio dar o último retoque, é sobretudo resultado da deposição dos materiais no mar câmbrio, onde existia uma zona estrutural a condicionar aquela sedimentação.

Repare-se na perfeita continuidade dos estratos que se adaptam e seguem o grande alinhamento, sem ultrapassá-lo, parecendo, assim, que a deposição dos calcários e quartzitos não se deu a sul do grande acidente. Esta descontinuidade verifica-se também em relação ao vulcanismo, tão característico a norte dela e muito atenuado, ou quase ausente, a sul, na faixa cristalofílica meridional. Mais tarde, a influência daquele alinhamento parece fazer-se sentir na sedimentação devónica. Por outro lado, a inflexão das formações cristalinas e sedimentares tem carácter regional; verifica-se a muitos quilómetros do acidente, não podendo pois imputar-se a este o arqueamento das formações, mas antes à pré-existência duma fracturação regional paralela ao referido acidente.

Parece, pois, poder concluir-se que o contacto Câmbrio-Devónico, separando o chamado maciço cristalino de Évora do Paleozóico superior, a sul, é um acidente tectónico importante de que se conhece a influência a partir, provavelmente, do Câmbrio inferior.

Verifica-se, assim, que qualquer dos dois grandes acidentes, anteriormente referidos, terá tido influência na deposição dos materiais e, posteriormente, no pregueamento, levando as formações a adaptar-se às suas directrizes.

Há, ainda, outros grandes alinhamentos com orientação geral à volta de E-W e que podem representar acidentes de certa importância.

Na estrada que sai de Ficalho, em direcção ao sul, observam-se, no contacto dos xistos devónicos com as formações epimetamórficas, uma brecha e xistos muito silicificados de aspecto brechóide, devidos, provavelmente, a falha que parece seguir o contacto pois, mais para W e próximo de S.^{1a} Iria, se verifica aspecto semelhante.

Este acidente tem grande extensão em território espanhol, onde vai morrer de encontro à depressão do Viar (FABRIÉS, 1963).

Outros acidentes, paralelos a estes, mas fora da nossa área, são citados por MAC GILLAVRY (1961), nos contactos entre o Devónico e o Carbónico, a SW de Castro Verde e de Ourique. Próximo de Mértola, o Devónico parece ter cavalgado o Carbónico em direcção ao sul.

Acidentes de orientação geral NE-SW — São várias as fracturas de orientação de N-S e NE-SW e, também, aqui, nos vamos ocupar das que maior influência tiveram na tectónica regional.

Se se reparar no canto noroeste da folha geológica, nota-se a existência de um importante acidente, com enchimento filoniano, que corta transversalmente todas as formações de orientação varisca, provocando rejeitos apreciáveis de componente horizontal. Estende-se consideravelmente para além das fronteiras da nossa área de trabalho, com orientação NE-SW. Esta estrutura, que é conhecida de há muito tempo, tem dimensão peninsular pois, partindo da costa atlântica, próximo de S. Teotónio (Odemira), atravessa todo o território português, passando na fronteira, cerca de Ouguela e continuando em Espanha numa extensão considerável, totaliza quase 750 km.

É possível que a curvatura da mancha ordovícica (?), do lado ocidental do maciço de Reguengos, que se nota na carta geológica do nosso País, seja devida àquela falha. Faltam levantamentos de pormenor que permitam explicar o facto.

Já PAUL CHOFFAT (1907) se referiu àquele acidente de Aljustrel e, assim como, C. FREIRE DE ANDRADE (1937) na obra sobre os vales submarinos. Segundo G. ZBYSEWSKI e R. FREIRE DE ANDRADE (1957), aquela fractura desloca as formações do Moscoviano. Os depósitos paleogénicos fossilizam o degrau desta falha, na região de Messajana-Aljustrel. A fractura, no que respeita a deslocamentos apreciáveis, seria pós-moscoviana e pré-terciária.

O enchimento filoniano é constituído por um dolerito pigeonítico, com micropegmatito, segundo TORRE DE ASSUNÇÃO (1949). O troço do filão, dentro da nossa carta, tem aquela composição. O autor citado (1951) atribui, ao filão, idade hercínica devido à sua composição pacífica.

Vários filões e fracturas correm paralelamente a este grande acidente. Conhecem-se algumas digitações, que não se afastam muito da orientação geral, e várias falhas transversais, de pouca importância, posteriores ao enchimento filoniano.

Em Espanha, a grande fractura situa-se na provincia de Cáceres onde atravessa alguns granitos que sofreram forte cataclase (FIGUEIROLA, 1963).

Descrito, assim, nas generalidades, este notável acidente tectónico vamos ver se não terá antecedentes mais antigos.

Consideremos, em primeiro lugar, alguns aspectos dentro da nossa área e, depois, passaremos a outros de âmbito peninsular.

Já anteriormente nos referimos ao facto desta estrutura influenciar as grandes fracturas de orientação NW-SE, na área de Portel. Viu-se então a possibilidade desta fractura ser anterior, pelo menos, ao vulcanismo básico de idade câmbria.

Outro aspecto interessante é o da relação entre esta falha e o pregueamento, em especial, no anticlinório de Portel. Ela ocupa posição transversal, em relação ao eixo da grande dobra, e, segundo o que habitualmente se observa, este tipo de fractura dá-se em relação com o sistema de forças que originou a referida dobra. Se assim é, a falha não devia tomar posição normal ao eixo da dobra, mas sim diagonal, de acordo com a teoria do «stress-ellipsoid» aplicada a este tipo de fracturação.

Sabe-se, também, que são numerosas as excepções, por vezes difíceis de explicar, pelo que não vamos tomar este aspecto, da relação dobramento-fracturação, como prova da anterioridade do acidente. Mas não deixa de ser interessante esta «anomalia provável». Poderíamos invocar, neste caso, uma grande heterogeneidade das formações, o que levaria a modificar constantemente a posição do «stress-ellipsoid», em relação ao eixo de dobramento, que deverá ser normal à direcção de maior esforço.

BILLINGS (1955) explica estas aberrações pelo facto de existir uma fractura antiga que foi utilizada posteriormente por movimentos horizontais. Quando deveriam dar-se deslocamentos diagonais (teóricamente a 30° do eixo de maior esforço), estes vão-se situar numa fractura preexistente.

Em contrapartida, várias falhas de orientação NE-SW da região de Ficalho e de Sobral d'Adiça estão perfeitamente de acordo com a teoria, ocupando posições diagonais em relação ao eixo das dobras.

Na vizinha Espanha são conhecidas estruturas antigas, com orientação NE-SW, que podem remontar ao Precâmbrico. M. ALIA MEDINA (1963) é de opinião que numerosas fracturas, não só com esta direcção mas também com as outras duas referidas, tenham origem no soco antigo precâmbrico.

LLOPIS LLADÓ (1961) encontrou estruturas de orientação NE-SW nos Montes de Toledo que evidenciam a existência da mais antiga orogenia conhecida em Espanha (fase carídica). Haveria, assim, um alinhamento montanhoso, de direcção NE-SW, nos tempos infracâmbricos.

Também E. HERNANDEZ PACHECO (1922), ao considerar as cordilheiras centrais de Espanha como «montañas muertas», fazendo parte das suas «Hespéridas» — velho núcleo peninsular pré-hercínico — deixa implicitamente pensar na antiguidade destas unidades estruturais, de orientação geral NE-SW. Aliás, o autor atribui origem arcaicozóica àquelas unidades.

A existência duma direcção tectónica fundamental NE-SW, que condicionou os traços principais da arquitectura actual da Serra de Guadarrama, poderia ter actuado desde épocas antigas (FÚSTER, 1954). Encontra-se nestas condições a grande falha meridional que separa a serra da depressão de Castela-a-Velha.

Vimos, assim, depois de fazer algumas considerações sobre o grande acidente que atravessa a região de Portel e de passar em revista alguns casos conhecidos, de Espanha, a possibilidade de certos acidentes, de orientação NE-SW, terem origem antiga.

Procuraremos, em seguida, fazer uma interpretação de conjunto sobre a evolução destas três directrizes fundamentais referidas, que compartimentam toda a região estudada, condicionando a sua história geológico-estrutural.

ESQUEMA INTERPRETATIVO — Anteriormente, quando descrevemos os principais acidentes, chamámos a atenção para a possibilidade de, estes grandes alinhamentos tectónicos, terem origem muito antiga e para a sua influência na evolução geológico-estrutural da região.

A importância das estruturas antigas na evolução tectónica posterior é um facto bastante conhecido, posto em evidência, não há muito tempo, por M. ALIA MEDINA (1963) na Baixa Estremadura, região que geológica e estruturalmente está ligada com o Alentejo. Este autor mostrou como o soco infracâmbrico condicionou o desenvolvimento posterior, sedimento-estrutural, das formações câmbrico-silúricas.

Deste modo, vamos admitir, como hipótese de trabalho, que o soco infracâmbrico estava seccionado por linhas de rotura orientada, preferentemente, segundo NW-SE, NE-SW e E-W. As fracturas de direcção NW-SE seriam, sem dúvida, do

Câmbrico inferior e as E-W parecem ser, pelo menos, anteriores à deposição dos calcários, visto que foi condicionada por aquelas estruturas.

As duas primeiras formam ângulos agudos entre si e podem representar direcções de cisalhamento («shear»), causadas por compressões procedentes do N ou do S. As fracturas de direcção E-W teriam resultado em consequência de processos de distensão.

Haveria, assim, um soco infracâmbrico, fragmentado devido a movimentos ao longo destes sistemas de fracturas, que originariam áreas de afundimento, em relação a outras que estariam levantadas.

Veremos, no capítulo da evolução geológico-estrutural, a importância desempenhada por estes movimentos, notados desde o Câmbrico inferior, no desenvolvimento das fácies sedimentares e ígneas.

No Câmbrico inferior foram as fracturas de orientação NW-SE e E-W que funcionaram, preferentemente, no desenvolvimento sedimentológico e estrutural. As fracturas de direcção NE-SW estariam em estado latente, ou pouco activas, durante o Paleozóico inferior. Só mais tarde, com o início dos pregueamentos hercínicos, teriam sido reactivadas (o grande acidente de Portel e, de maneira geral, as falhas transversais aos eixos dos dobramentos).

As fracturas de direcção NW-SE têm durante o Câmbrico inferior papel muito importante, pois, é por seu intermédio que se vão dar as emissões vulcânicas, as subintrusões e os levantamentos e afundimentos do fundo do mar. Mais tarde, certas granitizações deram-se preferentemente ao longo destas estruturas.

Tal como diz BELOUSSOV (1962), a fracturação que acompanha o levantamento de certas áreas, não é função meramente das forças directamente relacionadas com o referido levantamento, mas é adaptada ao sistema de falhas primárias profundas («primary deep faults»). Os levantamentos do fundo do mar comprovam-se pela distribuição das fácies sedimentares, características de certas zonas intensamente fracturadas. No esquema interpretativo da fig. 7, estão representadas as directrizes que se manifestaram no soco infracâmbrico, nos tempos intrapaleozóicos e, finalmente, no pregueamento varisco. As fracturas que se mantêm latentes, ou pouco activas, representam-se com tracejado fino.

Em I, actuam principalmente, as estruturas de direcção NW e E-W. Em II, verifica-se que a sedimentação dos materiais câmbrico-silúricos e o pregueamento são condicionados pelas estruturas NE e E-W.

Deram-se, em seguida, deslocamentos de direcção NE-SW. Também se verifica que a força compressora modificou a posição (III).

Esta interpretação não é mais do que uma hipótese de trabalho, uma tentativa para explicar a evolução dos sistemas de fracturas da região estudada.

Estas três directrizes, bem patentes na península ibérica, foram reconhecidas por STILLE (1943), no velho continente; considerou-as como herança de estados anteriores de desenvolvimento (especialmente as estruturas diagonais).

Os alinhamentos geotectónicos NW-SE e os NE-SW foram designados por E. HERNANDEZ PACHECO (1955), respectivamente por direcções «hispánidas hercínicas» e «hispánidas».

É curioso notar que o grande acidente de direcção NE-SW de Portel (filão doerítico) tem a extensão e direcção dos eixos de culminação epigenética de SCHNEIDER (1947). Estes eixos teriam resultado da evolução epigenética, subsequente aos dobramentos variscos. Isto não implica que aqueles eixos não tenham antecedentes mais antigos.

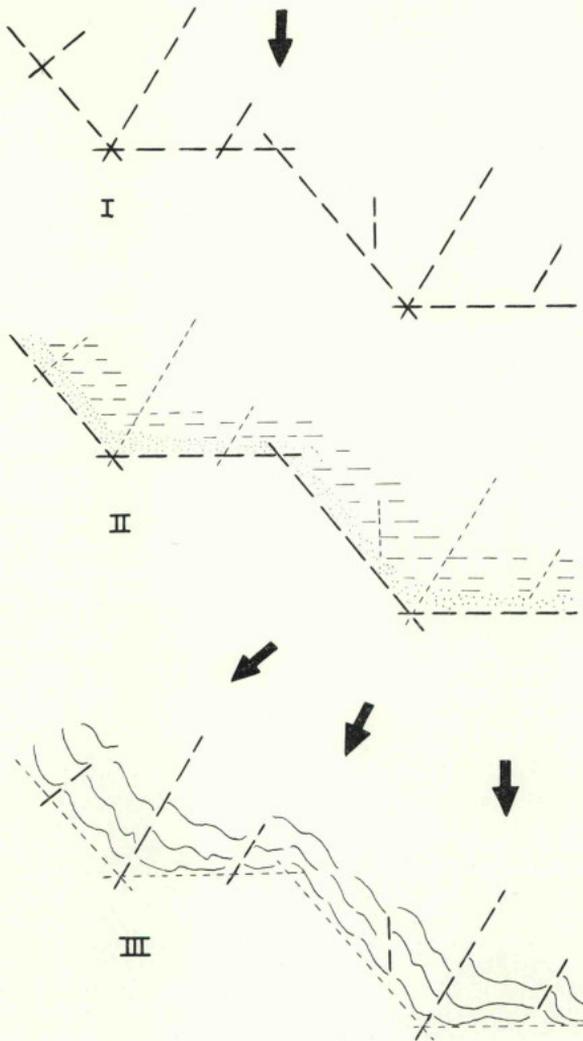


Fig. 7 — Esquema interpretativo da evolução estrutural entre Portel e Ficalho. I: fracturação do soco precâmbrico. Direcções de cisalhamento (NW e NE), de tensão (N-S) e de distensão (E-W). II: sedimentação no Paleozóico inferior e fracturação com antecedentes precâmbricos. A ponteados, zona de mar pouco profundo. Fracturas activas (a cheio) e latentes (a tracejado). III: fracturação e pregueamento no final do Paleozóico

II — PREGUEAMENTO

Os terrenos paleozóicos estão afectados por numerosas pregas, de orientação geral NW-SE, num estilo predominantemente isoclinal.

Os dobramentos das formações evidenciam-se pela repetição das bancadas, pela convergência das mesmas e, ainda, pela observação directa de dobras em vários cortes. Conhecem-se algumas dobras em periclinal.

A estrutura à escala do afloramento é bastante variável. Dobras de pequeno tamanho (alguns metros) são visíveis sobretudo nas rochas quartzíticas e calcárias, especialmente quando há intercalações xistosas. As formas podem ser assimétricas, mas são normalmente invertidas, de tipo isoclinal, com inclinações variáveis, mas quase sempre para o sector nordeste (vergência para SW).

O dobramento das formações paleozóicas dá origem, por vezes, a dobras de grande amplitude, em anticlinal e em sinclinal. É o que, em certos casos, sugere a observação de alguns elementos estratigráficos e estruturais, pois a ausência de fósseis é característica em toda a região.

Finalmente, as estruturas referidas agrupam-se para constituírem anticlinórios e sinclinórios (ou, mais correctamente, antiformes e sinformes) de grande raio de curvatura, que estão voltados para SW ou S.

Os estratos encontram-se, muitas vezes, comprimidos e dão afloramentos estreitos, lenticulares, onde as rochas mostram bem os vestígios das deformações sofridas. Isto acontece, particularmente, nos flancos inversos das dobras de bancadas competentes, quando bastante deitadas.

Verifica-se, por vezes, que certos afloramentos de rochas competentes tomam aspectos lenticulares ou elípticos, dispondo-se em «rosário», lembrando grandes «boudins», devido ao estiramento das bancadas. Estes mesmos afloramentos podem ter resultado de pequenos cavalgamentos, como seria de esperar do estilo tectónico da região.

Parece fazer-se sentir, também, o efeito de núcleos rígidos das dobras ou, talvez, do próprio soco endurecido, sobre a cobertura, especialmente quando esta tem fraca espessura. Assim deve acontecer nas bancadas dispostas próximo do grande acidente de Ficalho (limite Câmbrico-Devónico), onde se observam vestígios de intensa tectonização e penetração de bancadas, mais rígidas, através das mais plásticas.

Também, aqui, a influência do soco reflectir-se-á numa cobertura que aparenta ter, relativamente, pouca espessura.

Parece, pois, existir em certas zonas alongadas (cujo significado veremos no capítulo da evolução estrutural) um pregueamento de tipo descontínuo.

ACTIVIDADE IGNEA

São numerosos os afloramentos de origem vulcânica, representados na área estudada. Compreendem rochas ácidas e básicas, interestratificadas nas formações câmbricas; foram deformadas e metamorfizadas conjuntamente com as rochas vizinhas. Em resultado destas transformações, originaram-se rochas verdes (anfíbolitos, xistos verdes, etc.), gnaisses, leptinitos e xistos quartzo-feldspáticos. Não é raro encontrarem-se pórfiros tectonizados, passando lateralmente a gnaisses e a xistos porfiroblásticos.

Enquanto as rochas básicas se encontram em vários níveis do Câmbrico, as rochas ácidas concentram-se na base deste. Estas últimas, que mostram frequentemente fácies porfírica, dispõem-se ao longo de certas zonas que aparentam ter significado

estrutural, ou melhor, de zonas que teriam correspondido a «altos fundos» durante o período de sedimentação.

As formações ortoderivadas representam o vulcanismo inicial, característico do geossinclinal câmbrico. Embora muitos autores considerem este tipo de vulcanismo unicamente de natureza básica (ofiolitos), outros há que admitem a coexistência dos tipos básicos e ácido (MAC GILLAVRY, 1961).

Parece, pois, que o vulcanismo teria sido inicialmente ácido e básico, passando a ser essencialmente básico nos níveis superiores. É possível que parte desta actividade ígnea se tenha iniciado no Infracâmbrico. Recorde-se que as formações porfíricas parecem ser equivalentes das «capas de Huelva», anteriores ao Câmbrico, (LOTZE, 1956).

Entre os termos ácidos encontram-se fácies derivadas, muito provavelmente, de rochas graníticas (ortognaisses e milonitos), o que evidencia a existência nesta região alentejana duma granitização antiga.

A presença, no Norte do País, de ortognaisses, ortoanfíbolitos, ortopiroxenitos, etc., também representados na nossa área, resultaram de profunda metamorfose de rochas eruptivas e evidenciam intrusões magmáticas câmbricas ou antecâmbricas (COTELO NEIVA, 1944). Certos gnaisses alentejanos indicam uma granitização pré-caledónica, segundo CARRINGTON DA COSTA (1952).

Na Meseta meridional são conhecidas granitizações muito antigas, como mostra o material granítico dos conglomerados da base do Câmbrico e o próprio granito sobre que assenta aquele depósito (MACHPHERSON, 1879).

F. LOTZE (1956) considera o vulcanismo subsequente, que se encontra nas formações precâmbricas da serra Morena, como indicativo da existência duma orogenia antiga (gotocarélida).

O gnaise de Frejenal, situado sob as bancadas calcárias do Câmbrico inferior, denuncia uma granitização antiga (ALIA MEDINA, 1964).

É muito provável que as rochas ortoderivadas traduzam não só um vulcanismo do início do Câmbrico, como, também, actividade ígnea mais antiga. Segundo BELOUSSOV (1962) a actividade vulcânica do final dum ciclo orogénico pode prosseguir no princípio do ciclo seguinte, visto que as fissuras continuaram abertas.

Manifestações vulcânicas do Câmbrico inferior, são conhecidas no sul da Península: diabases, diabases albiticas e tufos de Vila Boim (C. TEIXEIRA, 1954); rochas básicas e vulcanismo inicial da serra Morena (SCHNEIDER, 1938; LOTZE, 1958; FABRIÉS, 1963, etc.).

A sul de Encinasola e de Oliva, próximo da faixa silúrica que passa em Barrancos, conhecem-se afloramentos de vulcanitos entre as formações câmbricas. Fragmentos destas rochas encontram-se no conglomerado de base do Ordovício, situado próximo daquelas povoações.

São as rochas verdes que melhor revelam as relações dos vulcanitos com os terrenos encaixantes. Encontram-se interestratificadas com as formações vizinhas e parecem corresponder, muitas vezes, a antigas soleiras («sills»), indicando, assim, que o material ígneo se instalou a pequena profundidade, entre os sedimentos não consolidados. Certos calcoxistos poderiam representar a associação íntima dos sedimentos com as rochas vulcânicas básicas, lembrando as rochas de mistura (mictitos de Vuagnat).

A localização das diversas fácies básicas da província de Sevilha, está em relação com a natureza dos sedimentos, encontrando-se em vários níveis do Câmbrico inferior (FABRIÉS, 1963). Pelo contrário, F. LOTZE (1958) considera a actividade vulcânica básica na parte superior da coluna estratigráfica do Câmbrico, associada à série argilo-gresosa (Câmbrico médio).

Na região de Elvas, encontram-se diabases e tufos diabásicos interestratificados nas séries xistenta e calcária. Assim acontece na nossa região, onde as manifestações básicas se deram em diferentes níveis.

A actividade ígnea manifesta-se em períodos de calma tectónica. Afundimentos e levantamentos de certas áreas dar-se-iam, portanto, entre os períodos de vulcanismo (LARSEN in TERMIER, 1956). A emissão ofiolítica corresponde a uma distensão, resultante de movimentos de oscilação do fundo da bacia de sedimentação (AUBOUIN, 1961). Daqui resulta uma modificação das condições de sedimentação, tanto mais sensível quanto menos profunda ela for.

Na área estudada observa-se uma relação entre o magmatismo e certas zonas estruturais.

Entre Portel e Ficalho, encontra-se uma faixa onde estão patentes os vestígios de intensa actividade ígnea ácida e básica. É precisamente ao longo desta faixa, frequentemente de fácies vulcânica, que se depositaram as formações calcárias. Esta afinidade dos calcários para a zona de vulcanismo inicial, leva-nos a presumir que, quando se deu aquela deposição, existiriam certas zonas com significado de «alto fundo» («haut-fond»).

A estas zonas, que condicionaram uma sedimentação particular (calcários, arcoses, grés, etc.), não deverá ser estranha a influência da fracturação antiga, que poderia ter sido reactivada, provocando alternadamente movimentos do fundo do mar que facilitaríamos as manifestações vulcânicas. Resultariam, assim, a pouco e pouco, zonas de «empolamento» onde a sedimentação seria de fácies essencialmente epinerítica, ao lado de outras, de fácies mais profunda (por exemplo, a série xistenta).

Desconhecemos o processo que teria originado o «empolamento do fundo». Seriam deformações do soco, como as que originam as «dobras de fundo» (ARGAND, 1922)? É natural que os grandes acidentes, que se dispõem longitudinal e paralelamente às zonas de alto fundo, tenham tido intervenção importante. Veremos mais adiante que os granitos andam, também, ligados a estas zonas estruturais.

A observação da área entre Portel e Vera Cruz mostra que as rochas básicas se distribuem, preferentemente, nos bordos desta zona de alto fundo, enquanto que o centro é ocupado pelo material quartzo-feldspático. São numerosos os exemplos que mostram estar a actividade magmática básica associada com a subsidência, enquanto que a actividade ácida está intimamente relacionada com o levantamento ou «uplift» (BELOUSSOV, 1962).

Parece, pois, que os movimentos alternados permitiram individualizar diferentes zonas, umas positivas, onde se associam rochas vulcânicas e sedimentos, principalmente, epineríticos, e, outras, negativas, de deposição mais profunda e de maior espessura de sedimentos.

Por aqui se vê a influência das estruturas na actividade ígnea e na sedimentação.

Não sabemos exactamente em que altura terminou o vulcanismo inicial. Apenas se poderá dizer que atingiu os níveis mais altos da coluna estratigráfica do Câmbrio, prosseguindo, ainda, nas formações de S. Marcos do Campo (Silúrico?), onde se deram manifestações de vulcanismo básico.

No final do Silúrico de Barrancos deram-se algumas intrusões diabásicas (TEIXEIRA, 1951). A actividade ígnea diminuiu consideravelmente no Silúrico.

Segundo BELOUSSOV (1962) a actividade vulcânica inicial decresce e termina antes da fase de «inversão» geossinclinal. Aquela actividade é renovada, posteriormente, com os paroxismos orogénicos que levam à instalação dos maciços graníticos.

O ciclo caledónico ter-se-ia iniciado com o vulcanismo ácido e básico, típico da fase geossinclinal, seguindo-se uma granitização representada provavelmente por

gabros e granitos gnaissificados. Pelo menos, na área estudada, esta granitização foi insignificante.

O vulcanismo pós-orogénico não parece estar representado, talvez por não ter sido conservado, ou, porque não chegou a dar-se. Este último caso parece mais provável, visto que a acção da orogenia caledónica não teve intensidade importante nesta parte da Meseta. Daí resultou que a energia necessária para a implantação dos maciços graníticos e para o desenvolvimento dum vulcanismo final, foi insuficiente. A granitização deve ter sido reduzida dentro deste ciclo orogénico, originando alguns raros maciços, mais ou menos gnaissificados. É possível que alguns gabros da «mancha de Beja» tenham começado a instalar-se no Devónico inferior e médio. As estruturas que condicionaram a implantação do complexo gabro-diorítico de Beja parecem ser, pelo menos, ante-eodévicas. CARRINGTON DA COSTA (1931) atribui idade meso-devónica a aquele complexo.

A maioria dos maciços eruptivos do Alentejo, pelo menos quanto à última fase de instalação, estariam relacionados com os movimentos tectónicos do ciclo hercínico. Segundo COTELO NEIVA (1943) seriam anteriores ao conglomerado do Vestfaliano D de S.^{ta} Suzana. Elementos graníticos deste conglomerado foram, também, referidos por FREIRE DE ANDRADE (1927) e estudados por TORRE DE ASSUNÇÃO (1948).

No ciclo seguinte, o hercínico, renova-se o vulcanismo, de tipo inicial, largamente representado nas formações neodévicas e, em parte, dinancianas, do Baixo Alentejo.

Conhecem-se vulcanitos típicos da fase geossinclinal, compreendendo doleritos, espilitos, ceratófiros e lavas em almofada (MAC GILLAVRY, 1961; CARVALHOSA, 1963). Este ciclo terminaria com a granitização e a instalação de pórfiros (vulcanismo subsequente).

A maior parte das rochas graníticas do Alentejo constituem maciços circunscritos, de composição quartzo-diorítica e granodiorítica, sendo raros os granitos verdadeiros.

Aqueles termos calcoalcalinos encontram-se, normalmente, nas primeiras fases de granitização, culminando esta com a formação de granitos verdadeiros, em virtude de um processo de homogeneização. Quando há vários movimentos, positivos e negativos, os batólitos formam-se em várias fases (BELOUSSOV, 1962). A primeira intrusão é de composição intermédia, ou até, básica, depois seguem-se granodioritos biotíticos e, finalmente, granitos.

Por outro lado, apesar de os maciços graníticos serem normalmente discordantes, a maior parte denota forma e posição em relação com o pregueamento. São frequentemente alongados, com o eixo maior paralelo à direcção do pregueamento, ocupando, preferentemente, o topo dos anticlinórios.

Embora a fluência não seja característica por toda a parte, também não é raro observar-se textura gnáissica, sobretudo nos bordos dos maciços, que pode atingir largura apreciável (Évora, Montemor-o-Novo, etc.).

Isto significa que a intrusão teve lugar simultaneamente com os movimentos que estão na origem do pregueamento e que a cristalização é, em grande parte, posterior àqueles movimentos, ou seja, ao movimento do magma.

Os factos apontados, mineralógico-estruturais, levam-nos a supor que muitos dos granitos alentejanos são tardi-orogénicos («late-folding»).

GRANITOS REMOBILIZADOS — Os granitos da região estudada dispõem-se, preferentemente, ao longo de certas zonas, onde se localizam grandes fracturas e vulcanitos mais antigos. Esta coincidência parece indicar que os granitos se instalaram

aproveitando zonas de fraqueza da infra-estrutura e de materiais favoráveis, que facilitariam a granitização.

Estes factos levam a pensar na possibilidade de existirem granitos remobilizados, à custa de núcleos antigos granitizados.

Como é sabido, a composição tonalítica é característica deste tipo de granitos, chamados de 2.^a ordem. Também a heterogeneidade, frequente neste tipo de granitos, se verifica na área estudada. Apesar da composição média, quartzodiorítica e granodiorítica, dos maciços graníticos, não é raro encontrar, dentro destes, rochas de composição muito variável, desde verdadeiros granitos a dioritos e, até, gabros.

São conhecidos, em várias partes do globo, granitos remobilizados em que não se encontram estratos residuais ou sedimentos originais, devido a homogeneização muito avançada. A natureza do material original influi no resultado da homogeneização, podendo a composição final variar, desde granitos até gabros. Esta variabilidade de composição encontra-se nos granitos alentejanos e, em vários maciços, os contactos são migmatíticos e gnáissicos (Montemor-o-Novo, Évora, etc.).

Os contactos difusos, nalguns pontos, são também característicos dos granitos remobilizados ou reactivados.

Segundo MARMO (1962), a composição tipicamente granítica é característica dos granitos tardí e pós-cinemáticos. Aquele autor entende que a cristalização do feldspato, nestes granitos, dá-se em condições de baixa temperatura, resultando microclina, raramente pertítica, e oligoclase (até 15 % An). Os granitos verdadeiros da área alentejana satisfazem, na maior parte, a estas condições.

O metamorfismo, embora fraco, que se observa nas formações cristalofílicas, leva a sugerir que, tanto a granitização, como a mineralização, tiveram a sua origem facilitada, não só pela fracturação do soco, como também pelos processos de metamorfismo epizonal.

De facto, como se viu anteriormente, a disposição dos materiais ígneos e dos principais jazigos, em zonas de fractura e de cobertura do Paleozóico inferior relativamente fraca, denuncia a influência que poderia ter o soco nos processos de granitização, metalogénese e, de maneira geral, na evolução geológico-estrutural intrapaleozóica.

Na formação dos granitos da Baixa Estremadura espanhola são admitidos por ALIA MEDINA (1963) processos de remobilização. Assim, o granito de Burguillos, ladeado de escarnitos mineralizados de ferro, parece estar ligado com o gnaiss de Frejenal, não muito longe daquele e anterior aos níveis calcários do Câmbrio inferior.

A localização dos maciços graníticos em zonas de fraqueza e actividade ígnea antigas, a composição normalmente tonalítica, a relativa heterogeneidade, a existência de contactos por vezes difusos, sugerem a possibilidade de certos granitos terem resultado duma reactivação da infra-estrutura. No entanto, o estado actual dos nossos conhecimentos não permite assegurar que tenha havido forçosamente tal reactivação do soco antigo. A ser verdadeira esta hipótese, seria interessante observar as consequências metalogénicas, pois as substâncias úteis são também remobilizadas com o material granítico, podendo originar-se concentrações importantes de minérios, tal como se verifica na maior parte dos granitos deste tipo conhecidos no mundo (Bushveld, Kabília de Collo, Banat, etc.).

São particularmente favoráveis, à mineralização, os níveis calcários que ficam incluídos ou em contacto com estes granitos. Existe na região alentejana, como exemplo interessante, o maciço de Pedrógão. O granito situa-se numa zona de actividade ígnea antiga. Encontra-se ladeado por ortoanfibolitos e ortoleptinitos que tomam grande desenvolvimento paralelamente ao eixo maior do maciço. No contacto com os níveis

calcários, os fenómenos metassomáticos tiveram grande relevo, dando origem a escarnitos mineralizados de magnetite (Minas de Orada).

De igual modo, o jazigo de Algaes localiza-se numa faixa de vulcanismo antigo, onde se encontram também níveis calcários, embora não se revele localmente qualquer granito.

Quadro XIII — Quadro provisório da sucessão da actividade ígnea no Paleozóico do Baixo Alentejo

Ciclos	Idades	Natureza das rochas	Fases orogénicas
Hercínico		Doleritos pigeoníticos Granitos de 2. ^a ordem?	Astúrica ⁽²⁾
	Moscoviano Viseano- -Turnaciano Neodevónico	Granitos, pórfiros e doleritos Quartzodioritos e granodioritos Gabros e dioritos	Sudética ⁽¹⁾
Caledónico	Mesodevónico Eodevónico	Doleritos, espilitos, ceratófiros, riolitos Gabros, dioritos?	Bretã Ardénica e devónica média?
	Silúrico	Tufos, lavas, etc. (doleritos, dacitos e andesitos)	
	Câmbrico	Pórfiros ácidos e ofiolitos	Sarda
Precâmbrios		Granitos?	

⁽¹⁾ «Flysch» do Carbónico e granitização.

⁽²⁾ Pregueamento e possível remobilização na infra-estrutura.

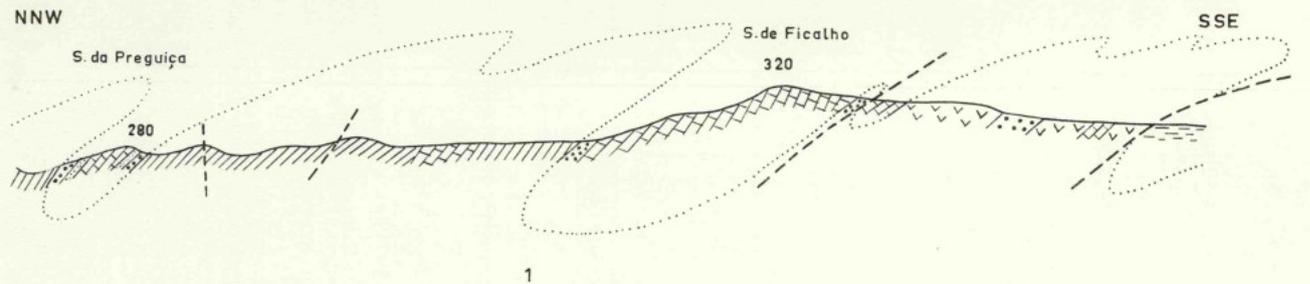
EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

Baseados nos conhecimentos desta região e doutras partes da Meseta meridional, tentaremos agora esquematizar a evolução geológico-estrutural da área estudada. Na região cartografada encontram-se algumas zonas revelando particularidades que as distinguem das restantes.

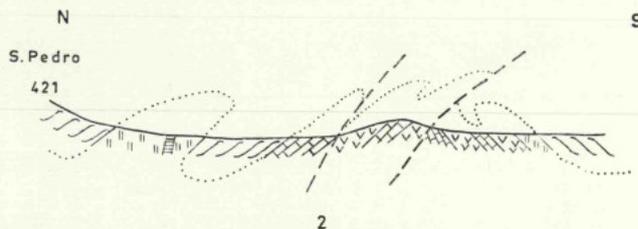
Para melhor compreensão, vamo-nos referir mais minuciosamente a uma zona, aliás a mais importante, que se estende, pelo menos, desde Portel até à fronteira de Ficalho, passando por Moura. Esta zona caracteriza-se pela existência de fácies particulares (calcários, arcoses, grauvaques, ortognaisses, xistos quartzofeldspáticos, etc.), pela espessura relativamente fraca dos sedimentos, pela intensa fracturação e por um vulcanismo antigo, ácido e básico.

As características sedimentológicas peculiares parecem ser devidas à existência de um «alto fundo», onde a deposição foi tipicamente de mar pouco profundo.

Esta faixa, assinalada na carta estrutural, denota, tal como no resto da região, fracturação com direcções predominantemente NW-SE, E-W e NE-SW, que parecem



0 1 Km



-  Filão dolerítico
-  Xistos e grauvaques (Devónico)
-  Micaxistos
-  Calcários
-  Quartzitos
-  «Série negra» (xistos e liditos)
-  Metarcoses
-  Rochas verdes
-  Série vulcânica (gnaisses, leptinitos e xistos)

Fig. 8 — 1: Corte da Serra de Ficalho. 2: Corte do anticlinório de Portel

corresponder a directrizes antigas, como foi referido em capitulo anterior. As fracturas que acompanham aquela faixa parecem datar, pelo menos, do Câmbrico inferior e favoreceram intensa actividade ígnea, com características de «vulcanismo inicial».

Esta fracturação, principalmente a de direcção NE-SW e E-W, condicionou em grande parte a sedimentação, como se torna evidente quando observamos a distribuição dos afloramentos calcários e quartzíticos, que seguem de maneira geral aquelas direcções. Este facto sugere que o soco antigo estava fragmentado segundo aquelas directrizes, a que se adaptaram posteriormente os depósitos.

É curioso notar como as formações se moldam aos grandes acidentes, acompanhando os desvios, como, por exemplo, junto a Ficalho e entre Moura e Portel.

A distribuição das fácies epineríticas e das fracturas ao longo da mesma zona, parece reflectir a existência duma espécie de «empolamento» do fundo do mar câmbrico que influenciou o desenvolvimento sedimento-estrutural da região.

A sedimentação inicia-se por uma série vulcano-detritica, de mar pouco profundo, de idade câmbrica inferior e termina com os calcários recifais, enquanto que lateralmente, a subsidência prossegue, originando potente série xistenta, que poderia atingir os níveis mais altos do Câmbrico.

A nordeste da faixa considerada, a continuidade dos «xistos luzentes» com os xistos argilo-siliciosos e micáceos de S. Marcos do Campo (que eram considerados ordovícicos na Carta Geológica de Portugal, na escala de 1 000 000), é observada em todo o contacto, mesmo em Espanha. É possível que a sedimentação tenha sido continua até às formações de S. Marcos do Campo. No entanto, a passagem dos xistos câmbricos ao Ordovício indiscutível não é conhecida.

A actividade vulcânica básica encontra-se em diferentes níveis, ao passo que a ácida situa-se preferentemente na base do ciclo sedimentar.

Haveria, então, zonas positivas, de sedimentação pouco profunda, ao lado de zonas negativas, de forte subsidência. A faixa de Portel-Ficalho corresponderia a uma área de movimentos essencialmente positivos e que teria emergido, em grande parte, antes da deposição da série xistenta, ou seja, depois dos níveis calcários. Parece fazer-se sentir aqui a acção dos movimentos sardos, que originaram a emersão da maior parte dos terrenos calcários, atribuídos em todo o sul da Península ao topo do Câmbrico inferior.

Embora não saibamos qual teria sido o mecanismo que originou este empolamento, não lhe deverá ser estranha a fracturação antiga, associada, talvez, com movimentos do tipo «dobra de fundo». O levantamento arqueado, ou, a divisão em blocos do fundo do geossinclinal, geraria uma fracturação que se adaptou ao sistema de falhas primitivo («primary deep faults»). É provável que movimentos antecaledónicos tenham contribuído para a fragmentação do soco antigo. Aqueles movimentos são, aliás, admitidos na Península por vários autores (CARRINGTON DA COSTA, 1931 e 1952; COTELO NEIVA, 1943; C. TEIXEIRA, 1943, etc.).

Já nos referimos à granitização provável ante-paleozóica. Também a deformação dos elementos de certas arcoses, anterior à deposição, poderia indicar diastrofismos mais antigos, ante-caledónicos.

À custa deste «empolamento embrionário» se iria desenvolvendo uma actividade ígnea que se encontra em vários níveis do Paleozóico inferior; parece que as rochas ácidas se situam preferentemente nas zonas centrais de levantamento. É o que sugere a disposição das rochas ortoderivadas, entre Portel e Vera Cruz, onde se observa a distribuição frequentemente lateral das rochas verdes. As arcoses e outros materiais detriticos representariam os períodos de erosão, entre períodos de erupção ou a seguir a estes.

Nos primeiros tempos do Câmbrico, depositaram-se dois conjuntos de «flyscht» (série detritica e série negra), denunciando movimentos do fundo do mar, mas a diferentes profundidades. Com a sedimentação calcária e depois desta, as áreas em emergência crescem consideravelmente. É como se o empolamento do fundo se fosse acentuando, pouco a pouco, influido na evolução subsequente.

Outra zona com significado provável de «alto fundo», é a serra da Preguiça, onde se encontra, também, uma série vulcano-detritica, sob os calcários.

A sedimentação nos últimos tempos do Câmbrico é, na região estudada, principalmente argilo-silicosa (xistos de Moura). Mais tarde surge actividade vulcânica apreciável, representada por tufos, lavas, brechas, etc., situada no topo das formações de S. Marcos, que podem corresponder ao Silúrico.

Em suma, poderia admitir-se que o soco infracâmbrico estava primitivamente fracturado em «blocos» que intervieram no desenvolvimento estrutural e constituíram como que «núcleos» de dobras de grande raio de curvatura, os futuros anticlinórios, aos quais se vão sobrepor as dobras variscas (ALIA MEDINA, 1963).

Durante o Paleozóico inferior, a área emersa teria aumentado consideravelmente à custa de oscilações do fundo do mar, em relação com actividades epirogénicas, ou, quando muito, produtoras de dobras de grande raio de curvatura, como admitiu CARRINGTON DA COSTA (1952) para a Península Ibérica.

Na área abrangida pelo nosso estudo podem destacar-se, principalmente, duas grandes unidades estruturais resultantes dum longo processo evolutivo, iniciado, talvez, nos tempos precâmbricos. Estas duas unidades estão separadas pela descontinuidade tectónica que, desde Ficalho se estende para lá de Beja, e, do outro lado da fronteira, vai confundir-se com a chamada «frente de Aracena-Almadén de la Plata» (ALIA MEDINA, 1963). Na nossa região, a unidade setentrional corresponde à zona vulcano-detritica de Portel-Ficalho, tão distinta da outra, a sul, ocupada em parte por terrenos devónicos. A primeira mostra actividade vulcânica intensa, sedimentação peculiar e fracturação notável, evidenciando-se a influência do soco.

A segunda, essencialmente xistenta, apresenta vulcanismo de menor importância. Nesta última unidade deram-se sobretudo movimentos negativos, pelo menos, junto do grande acidente, posteriormente à deposição calcária. Daí a deposição dos materiais devónicos e, mais tarde, da grande faixa carbónica, a sul, parecendo indicar a migração, naquele sentido, dos movimentos de tendência negativa.

O contacto entre estas duas unidades estruturais, que se estende consideravelmente para fora da região estudada, corresponde ao grande acidente Beja-Ficalho-Aracena-Castilblanco (NE de Sevilha). Este alinhamento separa dois grandes domínios geoestruturais que F. LOTZE designou por zonas de Ossa-Morena e Sul-portuguesa, respectivamente a norte e a sul.

Estava ainda longe de estabilizar-se a evolução estrutural destas unidades quando, no Ordovícico, a maior parte do território se encontrava emersa. O mar conservava-se numa área estreita (região de Barrancos). Os movimentos caledónicos, talvez a fase sarda, são responsáveis pela emersão que se fez sentir em todo o sul da Península, a partir do Câmbrico médio. Resultaram, assim, a lacuna ante-skidaviana e os depósitos detriticos (conglomerados, arcoses, etc.), da base do Ordovícico.

As manifestações vulcânicas são conhecidas, ainda, no Ordovícico (Buçaco e sul de Espanha), atribuídas ao Caradociano. No final do Gotlandiano de Barrancos deram-se emissões diabásicas. Na região de S. Marcos (Silúrico ?) são conhecidas manifestações vulcânicas. Com esta actividade ígnea decrescente e com a tendência geral para a emersão do território, completar-se-ia o período de pré-inversão do geossinclinal caledónico. Talvez que as fases tacónica e ardénica sejam responsáveis por estas manifestações epirogénicas e vulcânicas.

É possível que, não estando ainda depositados os sedimentos devónicos, tenham começado a instalar-se as rochas do «complexo gabro-diorítico de Beja», que parecem ter prosseguido mais tarde, pois, a sul de Ficalho, encontram-se afloramentos de gabro entre os xistos devónicos. As rochas do maciço de Beja não metamorfizam a faixa devónica, que se adapta àquele.

É possível que os movimentos caledónicos finais, as fases cherusco-acádica (CARINGTON DA COSTA, 1952), sejam responsáveis por aquelas intrusões e pela emersão do «grande bloco peninsular caledónico».

As formações devónicas vão depositar-se numa estreita área ao longo do acidente tectónico de Ficalho-Aldeia Nova, que é também o limite meridional, dentro da área estudada, do referido «bloco caledónico».

Encontramo-nos, agora, no final do ciclo caledónico. Outro ciclo vai começar, como indica o intenso vulcanismo inicial, manifestado na faixa de Messejana-Castro Verde (situada a sul e fora da referida área), atribuída ao Devónico superior.

Com a transgressão viseana, o mar cobriu o sul de Portugal até ao Moscoviano. Extensa área do território encontrava-se em subsidência, como o atesta o espesso «flysch» marinho, depositado naquele domínio.

Em contrapartida, o maciço de Évora estaria sujeito a forte compressão vertical, de baixo para cima, que favoreceria a penetração dos elementos móveis da granitização.

Por outro lado, são conhecidas manifestações vulcânicas, do tipo inicial, no Neodevónico, a sul da região, que atingiram ainda os primeiros níveis do Carbónico.

Também dissemos que a composição mais frequente dos maciços graníticos do Alentejo é a quartzodiorítica e a granodiorítica.

Estes factos levam a admitir a hipótese de estarem representados termos precoces da granitização hercínica. Esta ter-se-ia dado em relação com a fase sudética.

Como os granitos são tardi e pós-orogénicos, o dobramento das formações do maciço de Évora parece ser devido à fase sudética e a instalação dos granitos do ciclo hercínico dar-se-ia a partir do final daquela fase. Também poderia ter-se iniciado nessa altura a remobilização da infra-estrutura, caso ela se tenha dado.

A maioria dos granitos do Alentejo estão relacionados com a orogenia hercínica.

A fase Astúrica, que representa na Península Ibérica o paroxismo máximo desta orogenia, teria não só feito recuar o mar moscoviano, do sul do País, como dobrou, também, os depósitos da faixa carbonífera. São provavelmente desta época os deslocamentos do acidente tectónico de Ficalho-Aldeia Nova, que tectonizaram os quartzodioritos e outras rochas, no contacto com as formações devónicas.

Nalguns sítios a granitização prosseguiria e a intensa homogeneização do material granitizante culminaria com a formação de granitos verdadeiros (Pedrógão, Pias). Repare-se que o maciço de Pias mostra-se discordante, em relação à faixa devónica.

Contudo, esta imagem tão simplista é difícil de comprovar. O processo da instalação dos granitos é bastante complexo. Um dos aspectos interessantes do granito é o da sua instalação em relação com velhas estruturas. Se se reparar na localização dos maciços de Pedrógão, Pias, Vidigueira e de outros, do Alentejo, verificamos que se instalaram, preferentemente, em zonas de fractura e de actividade ígnea antigas.

A instalação selectiva dos granitos, em zonas de fraqueza tectónica, é facilitada pela maior mobilidade do material granítico e, no nosso caso, pela natureza particularmente favorável à granitização dos sedimentos quartzo-feldspáticos que se encontram nestas zonas. Também a existência simultânea de acidentes e vulcanismo antigos, favorece a remobilização da infra-estrutura.

Estas zonas de levantamento, ou, positivas, são muito favoráveis aos granitos remobilizados, a que se aludiu em capítulo anterior. Aqui está um problema aliciante,

para investigações futuras, extensivas a todo o Alentejo, sobretudo se se atender em que a remobilização e homogeneização do material granítico acarretam a mobilização e possível concentração de substâncias úteis.

Segundo ALIA MEDINA (1963), a remobilização do soco explica-se se se considerar que nos anticlinórios sujeitos aos esforços intrapaleozóicos, estes são em grande parte suportados e transmitidos pelos núcleos mais rígidos, donde resulta um aumento de energia que facilita os citados processos de remobilização.

A diminuição da pressão total favorece o aumento de volume que caracteriza a granitização. A formação desta infra-estrutura granítica, de densidade relativamente fraca, e o aumento de volume, necessitam da expansão desse domínio relativamente fraco, que origina então movimentos ascensionais. Este mecanismo acentua cada vez mais a ondulação do nível superior da infra-estrutura (WEGMANN, 1959). Deste modo se vai acentuando o «abobadamento» da cobertura, culminando em grandes anticlinórios, cujas zonas axiais seriam ocupadas pelos granitos (ALIA MEDINA, 1963).

Este processo diferencial pode ter-se iniciado desde há muito tempo, terminando com as últimas fases orogénicas. Tenderia, assim, para a homogeneização granitizante a partir do material do substracto. Daí resulta que, como sugerimos anteriormente, os granitos mais densos (quartzodioritos e granodioritos) serão os mais precoces, ou seja, aqueles resultantes da homogeneização incompleta.

A influência que o substracto antigo exerceu sobre a evolução geológico-estrutural da região, também deve ter-se feito sentir sobre o pregueamento. Assim, parecem indicar os dois tipos de dobramento encontrados, coincidentes, de certo modo, com as diferentes zonas estruturais.

O primeiro tipo aproxima-se do «dobramento descontínuo» (BELOUSSOV, 1962) e ocorre na zona que considerámos com significado de «levantamento» ou «abobadamento», ou seja, na faixa quartzo-feldspática de Portel-Ficalho.

Aquí, podem-se encontrar dobras descontínuas, inclinações fracas das bancadas e espessura relativamente pequena dos sedimentos.

Ao lado daquela zona, encontra-se nos xistos luzentes o segundo tipo de pregueamento, «contínuo» ou «linear». As forças de compressão horizontal, actuando sobre material mais plástico, originaram um dobramento mais apertado, paralelo e contínuo, sucedendo-se regularmente anticlinais e sinclinais. É o tipo mais representativo de toda a região.

A região estudada faz parte da zona de «plesiocapas» ou «metamórfidas» definida por SCHNEIDER (1947), no sul da Península. Não parece, contudo, que as deformações, na região estudada, tenham atingido tão grande amplitude e exuberância, como parece sugerir aquele autor, seguindo o modelo do orógeno alpino.

Talvez a influência duma tectónica de fundo tenha contrariado o desenvolvimento das «plesiocapas».

Mais tarde, sobre as formações paleozóicas aplanadas, depositaram-se materiais terciários e quaternários. Algumas fracturas poderiam ter sido reactivadas, como no caso do grande acidente de Vidigueira-Moura.

A depressão a sul desta linha de descontinuidade, onde se depositaram formações cenozoicas, poderia estar em relação com uma grande flexura. Alinhamento como este são conhecidos em Espanha, como seja o do Guadalquivir, correspondente a uma flexura monoclinal do soco varisco (SIMON, 1942).

Do que ficou dito, vê-se a influência que parece ter tido o subtrato antigo no desenvolvimento geológico-estrutural da cobertura paleozóica, da área estudada. Aquela influência foi reconhecida, em Espanha, por ALIA MEDINA (1963) ao tratar pormenorizadamente do papel desempenhado pelas antigas estruturas do soco na evolução estrutural da «Baja Extremadura». Nesta região, a evolução estrutural culmina com a

formação de grandes «abovedamentos de fundo» que originaram os anticlinórios e, entre estes, nas zonas deprimidas, se depositaram os sedimentos silúrico-devónicos.

Já antigamente, J. MACHPHERSON (1879) era favorável à ideia duma «intumescência» no terreno ante-câmbrico, em relação com a intrusão do granito de Guadalcanal-Malcocinado.

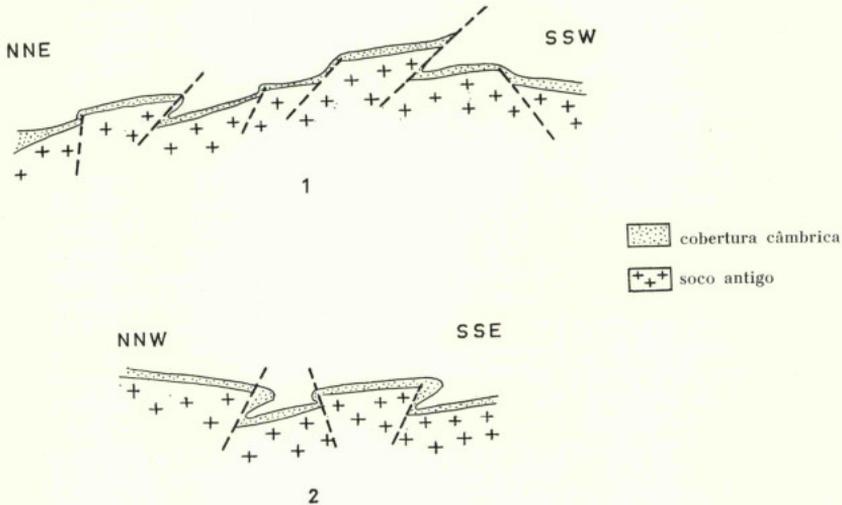


Fig. 9 — Esquema interpretativo da abóbada em anticlinal de Portel.
1: Corte transversal. 2: Corte longitudinal.

CONCLUSÃO

Diastrofismos antigos contribuíram para a formação de empolamentos no conjunto dos sedimentos câmbricos, que se acentuaram nas fases seguintes, ficando assim esboçado um «empolamento embrionário». Esta ondulação incipiente, de grande raio de curvatura, teria sido ajudada pela existência de fracturas antigas que facilitaram não só a formação de blocos, como, também, a penetração do material ígneo.

Haveria, assim, zonas de «altos fundos», como seja a faixa quartzo-feldspática de Portel-Ficalho, onde se deram manifestações magmáticas (ácidas e básicas) e a deposição de materiais detriticos (arcoses, grauvaques, quartzitos, etc.). O processo deve ter-se efectuado em várias fases, que permitiram as intrusões ácidas e a instalação de vários níveis básicos, como que para refazer o equilíbrio.

Nas áreas em subsidência, de mar pouco profundo, haveria deposição de materiais essencialmente pelíticos e siliciosos. Deste modo a compartimentação do soco, em áreas de movimentos positivos e negativos, teve influência na distribuição das fácies sedimentares.

Mais tarde, os maciços graníticos vieram instalar-se, de preferência, nas zonas axiais dos anticlinórios (Pias, Pedrógão, Vidigueira, etc.), não sendo de excluir a hipó-

tese da remobilização do substrato antigo. As zonas de actividade ígnea antiga, coincidem, muitas vezes, com zonas de granitização mais recente.

Nas zonas deprimidas depositar-se-iam os materiais silúrico-devónicos, mantendo-se o paralelismo entre as faixas cristalinas e sedimentares.

Os movimentos hercínicos dobraram o conjunto dos materiais paleozóicos, dando-lhe a estrutura fundamental. As granitizações completaram o quadro daquela orogenia.

Posteriormente, as formações terciárias cobriram aquele conjunto cratonizado e arrasado, mas em que certas estruturas anteriores são capazes ainda de mover-se.

Está nestas condições o Terciário que se adapta ao acidente de Vidigueira-Moura.

Deste modo, a região de Portel-Ficalho, estaria fragmentada em núcleos antigos que interviriam na história geológico-estrutural subsequente, condicionando, em parte, durante os tempos intrapaleozóicos, as actividades tectónica, sedimentológica, ígnea e metalogénica.

É opinião geral que os movimentos caledónicos foram sobretudo de carácter epigénico, não dando verdadeiras orogenias ou limitando-se a um plegueamento de fundo. As estruturas hercínicas parecem adaptar-se às anteriores, caledónicas e, talvez, precámbricas, tal como escreveu LLOPIS LLADÓ (1961), referindo-se aos montes de Toledo: «...as velhas estruturas carélicas repetem-se nas novas montanhas hercínianas». Aliás, há muito tempo, STAUB (1926) defendia o princípio da adaptação, a um bloco arcáico, das orogenias seguintes, caledónica e hercínica.

Da mesma opinião é ALIA MEDINA (1963) que considera, na região da «Baixa Estremadura» a existência de um soco precámbrico, estável e superficial, que dirigiu, em parte, a evolução estrutural intrapaleozóica.

O esquema geológico-estrutural que acabámos de apresentar, não pretende ser mais do que uma hipótese de trabalho ou plano de estudos, cuja validade as investigações futuras virão ou não a confirmar.

CONSEQUÊNCIAS METALOGÉNICAS

A história geológica da região estudada parece ter condicionado, em parte, a distribuição das mineralizações. É o que se depreende ao observar a localização dos principais jazigos minerais, distribuídos ao longo de certas zonas com características particulares.

Assim, os jazigos mais importantes de ferro (Orada, Vale do Vargo) e de sulfuretos (Preguiça, Algares) estão localizados, de preferência, em zonas que sofreram, desde os tempos mais remotos, movimentos predominantemente positivos e que foram sede de fracturação e de vulcanismo antigos e de granitizações posteriores. É o que se observa ao longo da faixa quartzo-feldspática que se estende desde Portel a Ficalho, passando por Moura e Vale do Vargo.

As mineralizações, que poderiam estar na origem em relação com a actividade ígnea e a fracturação, manifestadas desde os primeiros tempos do Câmbrio inferior, seriam remobilizadas e concentradas em zonas onde a reactivação da infra-estrutura lhes era particularmente favorável.

As condições metamórficas promoveram a mobilização e troca dos elementos químicos, de maneira a satisfazer a lei do equilíbrio termodinâmico. Assim, as concentrações de sulfuretos teriam resultado, provavelmente, de metamorfismo pouco acentuado (epizonal).

A coexistência de rochas sedimentares (quartzitos, calcários, etc.), por vezes bandadas, e de vulcanismo, sugere origem exalativo-sedimentar. Mais tarde, estes ma-

teriais foram retomados pelas actividades metamórficas, que promovem a concentração final das substâncias úteis. Daí a estreita dependência da mineralização, por um lado, em relação com os processos metassomáticos (metamorfismo, granitização, etc.) e, por outro, com a fracturação e sedimentação em áreas positivas, isto é, de processos convergentes favoráveis à remobilização e concentração das substâncias úteis.

Tal como acontece com a granitização de 2.^a ordem, poderia haver uma mineralização reactivada, a partir de formações mais antigas, retomadas numa nova orogénia (correspondente à referida granitização). Pode resultar, assim, mineralização não filoneana, como possivelmente a do escarnito de Orada.

Haveria, pois, relação entre mineralização e zonas estruturais, de fraqueza e de granitização (ou de actividade magmática, em geral).

A localização das zonas favoráveis à mineralização está na dependência das deformações tectónicas sofridas pelas rochas, que condicionam frequentemente os por menores da estrutura do jazigo (GOGUEL, 1965).

Diz V. BELOUSSOV (1962): «...não há dúvida que as condições tectónicas afectam, de várias maneiras, o carácter e distribuição da mineralização. Em primeiro lugar, a mineralização depende da composição litológica da rocha encaixante. Mas a composição litológica, como se sabe, depende dos movimentos tectónicos, especialmente dos movimentos oscilatórios. Em segundo lugar, a mineralização é regulada pela estrutura da rocha. Os depósitos minerais estão muitas vezes em relação com os arcos de domas e de levantamentos estruturais. Isto é devido, por um lado, ao facto das intrusões se localizarem principalmente nos levantamentos estruturais. Por outro lado, também se sabe que as cristas dos levantamentos, produzidos por forças verticais, são os locais mais favoráveis, das fracturas que servem de condutos de passagem, para a superfície, às soluções mineralizadas».

Isto mostra a estreita dependência das mineralizações com a tectónica duma região. Este facto foi também objecto de investigação, por parte de ALIA MEDINA (1962), nas áreas hercínicas espanholas, onde pôs em evidência as relações genético-estruturais dos jazigos de urânio espanhóis com as principais unidades estruturais do geossinclinal hercínico, na região fronteiriça do Alentejo.

Segundo FERSMAN (1953) as características geotectónicas duma região determinam particularidades geoquímicas e, portanto, metalogenéticas da mesma.

Numa área como a de Portel-Ficalho, e segundo parece em todo o Alentejo, em que a influência do soco se fez sentir na evolução geológica e metalogenética da cobertura paleozóica, hão-de ter grande importância na orientação e eficiência da prospecção de substâncias úteis, as futuras investigações geológico-estruturais. Sobre tudo os processos metalogenéticos, realizados a profundidades inacessíveis actualmente à observação directa, requerem investigação geofísica, cada vez mais ligada aos estudos geológicos, petrológicos e tectónicos.

RÉSUMÉ

La région étudiée, est située entre Portel et Ficalho (Alentejo). Elle comprend des formations cristallophylliennes (très probablement cambriennes) ainsi que des terrains siluriens (?) et dévoniens. Des massifs granitiques de composition variable (granites, granodiorites et diorites quartzifères et des massifs gabbro-dioritiques traversent ces formations. Au contact de ces massifs se développent d'importantes auréoles de métamorphisme.

I — COMPLEXE CRISTALLOPHYLLIEN

Ces formations métamorphiques sont largement représentées dans la zone étudiée. Elles ont un faciès épimétamorphique et plus rarement sédimentaire. L'âge de ces terrains est douteux en raison du manque de fossiles. Cependant par la comparaison des faciès et aussi de la succession des séries stratigraphiques de la région étudiée avec ceux des régions où le Cambrien fossilifère est indiscutable, on peut leur attribuer, avec plus ou moins de certitude, un âge cambrien. Il est même possible que des niveaux infracambriens représentés par des gneiss, des leptynites, etc. de faciès quelquefois porphyroïdes soient aussi représentés.

1) *Roches quartzo-feldspathiques*

- a) Gneiss, leptynites et schistes.
- b) Métasédiments, comprenant des roches quartzo-feldspathiques dans lesquelles le caractère détritique est encore bien visible (métarcoses, méta-grauwackes, etc.).

Comme résultat de la tectonisation et du métamorphisme des roches quartzo-feldspathiques il y eût formation de gneiss, leptynites et schistes rappelant souvent les porphyroïdes. Ces roches semblent dériver de formations aussi bien volcaniques que détritiques, autant que l'on peut en juger par leur association sur le terrain avec les roches originelles non encore transformées.

2) *Quartzites et lydites*

Il s'agit de roches siliceuses, presque toujours métamorphisées (quartzites, méta-lydites, etc.).

3) *Schistes verts*

Ils se trouvent largement représentés dans la région étudiée et semblent correspondre, dans la plupart des cas, à d'anciens sills introduits entre des sédiments non encore consolidés.

L'étude pétrographique, les observations de terrain et parfois l'étude chimique de ces roches, permettent de leur attribuer dans la plupart des cas une origine «ortho».

Les roches vertes sont de faciès «greenschists» et montrent les associations minéralogiques suivantes, les plus caractéristiques:

- albite-épidote-chlorite
- albite-chlorite-calcite-épidote
- actinolite-épidote-chlorite-albite (calcite-quartz)

4) *Calcaires cristallins*

Ils sont distribués entre plusieurs bandes qui, souvent, donnent lieu à la présence de reliefs importants. Les roches carbonatées comprennent, en plus des calcaires, des calcaires dolomitiques et des dolomies.

5) *Micaschistes*

Ce sont des schistes luisants, très plissés et présentant les paragenèses suivantes:

quartz-muscovite-chlorite-albite
muscovite-biotite-quartz (-albite)

Ils contiennent accessoirement des schistes sériciteux, séricito-feldspatiques, graphiteux, etc.

II — *FORMATIONS DE S. MARCOS DO CAMPO (SILURIEN?)*

Elles comprennent essentiellement des schistes argileux et micacés, associés à des vulcanites (laves, tufs, agglomérats, etc.).

Les localités de S. Marcos et de Campinho sont bâties sur ces formations, qui se raccordent plus au Nord avec celles qui contiennent *Monograptus*.

III — *DÉVONIEN*

Les sédiments appartenant à cet étage sont représentés par des schistes et par des grauwacks. On y a trouvé des restes de crinoïdes et de végétaux qui pourraient appartenir au Dévonien inférieur et qui sont comparables à ceux de Barrancos (Géddinien).

IV — *MASSIFS GRANITIQUES*

Les échantillons étudiés, provenant de différents massifs, ont révélé une composition très variable. Les granites calco-alcalins forment les massifs de Pedrógão, Pias, etc. Cependant les roches qui constituent la plupart des massifs sont des granodiorites et des diorites quartzifères (Vidigueira, S. Pedro, Barbas de Lebre, Reguengos, etc.).

V — *GABBROS*

En dehors de rares diorites, ces roches constituent la bande éruptive qui se trouve en contact au Sud avec les terrains dévoniens. Elles comprennent des gabbros normaux, des gabbros hornblendiques et quelques dolérites.

VI — *ROCHES FILONIENNES*

Elles comprennent divers porphyres de composition variable, granitique à dioritique et des dolérites (dolérites hornblendiques et dolérites quartzifères ouralitisées).

Il faut noter spécialement la dolérite pigeonitique qui constitue le grand filon d'orientation NNE-SSW, qui traverse notre pays et qui se prolonge très loin en territoire espagnol.

L'architecture de la région entre Portel et Ficalho est dominée par des plis et par des fractures de direction varisque. On pense qu'il y eût une influence du socle sur l'évolution tectonique de la région. Cette influence s'est faite sentir dans la sédimentation intrapaléozoïque, dans la fracturation et dans la granitisation.

Les fractures principales appartiennent surtout à trois directions: NW-SE, NE-SW et E-W. Si quelques unes de ces fractures sont en rapport direct avec le plissement principal, il y en a d'autres qui dénotent des antécédents plus anciens.

La présence de cette fracturation aurait influencé le développement sédimentaire et structural subséquent.

Ces faits ont été aussi vérifiés dans la Basse Estremadure espagnole (Alia Medina, 1963).

Dans un chapitre dédié à l'activité ignée on a fait une tentative pour établir la chronologie des manifestations magmatiques dans le Bas Alentejo (tableau XI).

Il est nécessaire de mettre en relief la possibilité d'une granitisation précambrienne, comme semblent l'indiquer les mylonites, les arcoses grossières et le volcanisme acide durant les temps cambriens.

Les manifestations acides se sont localisées surtout dans les niveaux les plus bas (atteignant l'Infracambrien?), tandis que les roches basiques se sont installées dans les différents niveaux du Cambrien, semblant prédominer dans les plus élevés.

Finalement, un cadre de l'évolution géologique et structurale a été présenté. Certaines zones sont caractérisées par la présence de faciès particuliers (arcoses, grauwackes, calcaires et leurs équivalents métamorphiques), par l'épaisseur relativement faible des sédiments, par l'intense fracturation et par le volcanisme ancien, surtout acide. L'auteur suggère que ces zones péculiaires, pourraient correspondre à des «hauts fonds» caractérisés par des dépôts de mer peu profonde. La distribution des faciès épi-néritiques et des fractures, le long des mêmes zones, semble montrer l'existence d'un soulèvement du fond de la mer cambrienne qui aurait influencé le développement sédimentaire et structural de la région.

La sédimentation a débuté par une série vulcano-détritique, de mer peu profonde, d'âge cambrien inférieur et s'est terminée avec des calcaires récifaux, tandis que latéralement la subsidence se poursuivait donnant lieu à la formation de la puissante série schisteuse, qui atteindrait les niveaux les plus élevés du Cambrien.

Les zones d'activité ignée et de fracturation ancienne coïncident, souvent, avec les zones de granitisation plus récentes. C'est le cas des granites de Pias et de Pedrógão. Cette coïncidence semble indiquer que certains granites se seraient installés en profitant des zones de faiblesse de l'infrastructure et des matières favorables, qui auraient facilité la granitisation.

L'histoire géologique de la région semble avoir conditionné la distribution des minéralisations. Ainsi les gisements de fer les plus importants (Orada, Vale do Vargo) et les gisements de sulfures (Preguiça, Algarès) sont localisés dans les zones qui ont été soumises, depuis les temps les plus anciens, à des mouvements surtout positifs et qui ont été les sièges d'une fracturation et d'un volcanisme anciens (et dans certains cas de granitisation postérieure). C'est ce que l'on observe le long de la bande quartzo-feldspatique qui s'étend depuis Portel jusqu'à Ficalho, en passant par Moura et Vale de Vargo.

SUMMARY

The area under study is situated between Portel and Ficalho (Alentejo) and includes crystallophyllic formations (very probably Cambrian), and Silurian and Devonian terrains. Granitic massifs of variable composition (granites, granodiorites and quartz-diorites) and gabbro-dioritic massifs cross these formations. Broad zones of metamorphism have developed at the contact of these massifs.

Some dyke rocks (porphyrs, dolerites, etc.) are also reported.

Geno-Anthropozoic deposits cover a large portion of the area.

I — CRYSTALLOPHYLLIC COMPLEX

These metamorphic formations are widely represented in the observed area; they have an epimetamorphic facies and, more rarely, a sedimentary one. Their age is uncertain since there are no fossils. Nevertheless, by comparing the petrographic facies and the succession of stratigraphic series of the area under study, with those other area where the fossiliferous Cambrian is unquestionable, we may consider it as being Cambrian, with some extent of certainty. It is even possible that there may exist some Infra-Cambrian levels represented by gneisses, leptynites, etc. sometimes with porphyroid facies.

1) *Quartz-feldspar rocks*

a) Gneisses, leptynites and schists.

b) Metasediments: they include quartz-feldspar rocks whose detritic character is still quite evident (metarkoses, metagraywackes, etc.).

As a result of tectonisation and metamorphism of quartz-feldspar rocks, gneisses, leptynites and schists (often resembling the porphyroid ones) have been formed. These rocks seem to derive from both volcanic and detritic formations, as evidenced by the existing association with original non-transformed rocks.

2) *Quartzites and lydites*

They include siliceous rocks, almost always metamorphised (quartzites, metalydites, etc.).

3) *Greenschists*

They are widely represented in the area and seem to correspond in most of the cases to older sills introduced among the still non-consolidated sediments.

The petrographic and terrain observations and, sometimes, the chemical analysis of these rocks allowed us to consider them, in most of the cases, as derived from eruptive rocks.

The green rocks have a greenschist facies and present the following most characteristic mineral associations:

albite-epidote-chlorite
albite-chlorite-calcite-epidote
actinolite-epidote-chlorite-albite (calcite-quartz)

4) *Crystalline limestones*

They are distributed in several bands which frequently originate outstanding orographic features. The carbonated rocks include dolomitic limestones and dolomites, besides limestones.

5) *Micaschists*

They are silky and rather folded schists with the following parageneses:

quartz-muscovite-chlorite-albite
muscovite-biotite-quartz (-albite)

II — *FORMATIONS OF S. MARCOS DO CAMPO (SILURIAN?)*

They include mainly argillaceous and micaceous schists associated with vulcanites (lavas, tuffs, agglomerates, etc.).

The villages of S. Marcos and Campinho are built on these formations, which are linked to the ones that contain *Monograptus* further north.

III — *DEVONIAN*

The sediments of this stage are represented by schists and graywackes. The remains of crinoids and plants that have been found might correspond to the Lower Devonian and are comparable to those reported at Barrancos (Gedinnian stage).

IV — *GRANITIC MASSIFS*

Samples from the several massifs were observed and found to present a variable composition; the calc-alkaline granites form the massifs of Pedrógão, Pias, etc. However, the rocks constituting most of the massifs are granodiorites and quartz-diorites (Vidigueira, S. Pedro, Barbas de Lebre, Reguengos, etc.).

V — GABBROS

Besides some infrequent diorites, these rocks constitute the eruptive ones which contact the Devonian terrains on the south. They include normal and hornblende-gabbros and some dolerites.

VI — DYKE ROCKS

They include several porphyrs of variable composition, which ranges from granitic to dioritic, and dolerites (hornblende-dolerite and uralitised quartziferous dolerite).

Special emphasis must be placed on the pigeonite-dolerite which constitutes the rock of the large dyke (NNE-SSW) that crosses Portugal and penetrates deeply into Spain.

The structure of the area between Portel and Ficalho is dominated by folds and fractures with variscian trend.

It is assumed that there was some influence of the basement in the tectonic evolution of the area which affected Intra-Paleozoic sedimentation and promoted fracturing and granitisation.

The most important fractures are mainly distributed in three directions: NW-SE, NE-SW and E-W. While some of these fractures are directly related to the main folding phase, others show an earlier origin.

This fracturing might have affected the subsequent sedimentation and structural features. These facts were also reported in Baja Extremadura (Alia Medina, 1963).

In a chapter concerning igneous activity an attempt is made at the chronology of the magmatic occurrences in Baixo Alentejo (Table XI).

Emphasis must be placed on the possible Pre-Cambrian granitisation, seemingly shown by mylonites and coarse arkoses, as well as the acidic vulcanism during Cambrian times. The acidic rocks set mainly in the lower levels (reaching the Infra-Cambrian?), while the basic ones set in several levels of the Cambrian with an apparent dominance in the highest levels.

Finally, a table is presented of the geological and structural evolution. Some areas are characterized by the presence of particular facies (arkoses, graywackes, limestones and their metamorphic counterparts), by the relatively thin sediments, by intense fracturing and by an early vulcanism, mainly of the acidic type. The Author suggests that these peculiar areas would correspond to uplifts where the deposition was typically of the shallow sea type. The distribution of the epineritic facies and fractures along these same areas seems to reflect the occurrence of a swelling of the Cambrian sea bottom that has affected the sedimentological and structural development in the region.

Sedimentation begins by a shallow sea type volcano-detritic series of the Lower Cambrian and ends with the reef limestones, while the subsidence continues laterally, originating a thick series of schistose rocks which may reach the highest levels of the Cambrian.

The areas of early igneous activity and fracturing often coincide with the areas of later granitisation. Such is the case of the granites of Pias and Pedrógão. This coincidence seems to indicate that some granites might have set, due to weakness of the infra-structure and to adequate materials that made granitisation easier.

The geological history of the area seems to have conditioned the distribution of mineralisation. Thus, the most important iron (Orada, Vale do Vargo) and sulphide deposits (Preguiça, Algarés) are located in areas that have undergone dominantly positive movements ever since earlier ages, and that were the site of early fracturing and vulcanism (and, in some cases, of later granitisations). This may be observed along the quartz-feldspar band that stretches from Portel to Ficalho, by way of Moura and Vale do Vargo.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, C. FREIRE DE (1927) — Alguns elementos para o estudo dos depósitos de carvão do Moinho da Ordem. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 16. Lisboa.
- (1937) — Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa.
- ARGAND, E. (1922) — La tectonique de l'Asie. *C.R. 13^e Sess. Congr. géol. intern.* Bruxelles (ed. 1926).
- ASSUNÇÃO, C. TORRE DE (1948) — Sobre o granito do conglomerado antracólítico do Moinho da Ordem. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8 (3). Porto.
- (1949) — Sobre uma intrusão dolerítica no Antracólítico do Baixo-Alentejo. *Bol. Soc. Port. Ciên. Nat.*, 2 (1). Lisboa.
- (1951 a) — Os doleritos pigeoníticos de quimismo pacífico do sul de Portugal. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 19.
- (1951 b) — Os doleritos da região de Aljustrel. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 19.
- ASSUNÇÃO, C. TORRE DE e BRAK-LAMY, J. (1950) — Notas sobre a petrografia eruptiva do distrito de Beja. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 18.
- ASSUNÇÃO, C. TORRE DE e PERDIGÃO, J. CORREIA (1962) — Sobre o prolongamento filoneano dolerítico de Odemira-Vidigueira até Ouguela. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 46. Lisboa.
- AUBOIN, J. (1961) — Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. France*, 3 (7).
- BARTH, T. (1952) — Theoretical Petrology. New York.
- (1955) — Presentation of rock analyses. *Journ. Geol.*, 63 (4). Chicago.
- (1959) — Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *Journ. Geol.*, 67 (2) Chicago.
- (1960) — Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks (A reply). *Journ. Geol.*, 68 (6). Chicago.
- BELOUSSOV, V. V. (1962) — Basic problems in Geotectonics. New York.
- BILLINGS, M. P. (1955) — Structural Geology. New York.
- BIROT, P. e FEIO, M. (1948) — Notes sur la morphologie du Portugal méridional. *Mélanges offerts en hommage à M. Daniel Faucher*, 1. Toulouse.
- BRAK-LAMY, J. (1949) — A composição química do dolerito pigeonítico da Derroca (Odemira). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 17.
- CARVALHOSA, A. BARROS E (1963) — Rochas de contacto da região de Pedrógão-Vidigueira. *Rev. Fac. Ciên. Lisboa*, 11 (2).
- CHOFFAT, P. (1907) — Notícia sobre a Carta Hipsométrica de Portugal. *Com. Com. Serv. Geol. Portugal*, 8 (1). Lisboa.
- CLOOS, E. (1946) — Lineation. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 18.
- COSTA, J. CARRINGTON DA (1931) — O Paleozóico Português (Síntese e crítica). Porto.
- (1950) — Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8. Porto.
- (1952) — Os movimentos caledónicos e preliminares hercínicos na Península Ibérica. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10. Porto.
- DELGADO, J. F. NERY (1892) — Sur la découverte de fossiles cambriens dans le Alto Alentejo. *Com. Com. Trab. Geol. Portugal*, 2. Lisboa.
- (1905) — Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I — Precâmbrico e Archaico. II — Câmbrico. *Com. Com. Geol. Portugal*, 6. Lisboa.
- (1908) — Système Silurique du Portugal. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa.

- ESKOLA, P. (1954) — A proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage. *Ann. Acad. Sc. Fennicae*, ser. A, III-Geol.-Geogr., 38.
- FABRIÉS, J. (1963) — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. *Scien. de la Terre*, 4, Nancy.
- FEIO, M. (1946) — Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 27, Lisboa.
- (1949 a) — Le Bas Alentejo et l'Algarve. (Livret guide de l'excursion E). Congr. Inter. Géogr. Lisbonne.
- (1949 b) — Serra de Portel. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, Porto.
- (1951) — A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 32, Lisboa.
- FERSMAN, A. E. (1953) — Méthodes géochimiques et minéralogiques de recherches des minerais. Edit. Acad. Scien. URSS. Moscou.
- FIGUEIROLA, L. GARCIA DE (1963) — El dique diabásico del Norte de Extremadura. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. (1958) — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 73.
- FREY, R. (1937) — La classification moderne des roches éruptives. *Not. Mem. Serv. Mines et Carte Géol. Maroc.*, 44, Rabat.
- FRICKE, W. (1951) — Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 103.
- FÜSTER, J. M. e PEDRO, F. DE (1954) — Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 35.
- GARCIA, A. QUESADA (1960) — Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 58.
- GILLAVRY, H. J. MAC (1961 a) — Deep not deep, fore-deep or after-deep? *Geol. en Mijnbouw*, 40.
- (1961 b) — The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo, Southern Portugal. *C. R. Quat. Congr. Carbonif.*, 2.
- GIRAUD, P. (1960) — Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère. *Ann. Géol. Madagascar*, 27.
- GOGUEL, J. (1965) — Traité de Tectonique. Paris.
- HARKER, A. (1932) — Metamorphism. London.
- HENNINGSMOEN, G. (1957) — Los Trilobitos de las capas de Saukandia, Cambrio inferior, en Andalucía. *Est. Geol. Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*, 14 (35-36), Madrid.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1918) — Le Cambrien de la Sierra de Córdoba (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 166 (611).
- (1922) — Rasgos fundamentales de la constitución del solar ibérico. Disc. recep. en la *R. Acad. Cien. Exact. Fisc. y Nat.* Madrid.
- (1955) — Síntesis orográfica y orogénica de la península Hispana. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 53, Madrid.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1953) — Edad de las formaciones con facies estrato-cristalino de la provincia de Badajoz. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 31.
- HUPÉ, P. (1952) — Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain. *Not. Mém. Serv. Geol. Maroc*, 103.
- (1960) — Sur le Cambrien inférieur du Maroc. *C. R. 21^e Congr. Géol. Inter.* 8, Copenhague.
- JUNG, J. ROQUES, M. (1952) — Introduction à l'étude zéographique des formations cristallophyliennes. *Bul. Serv. Carte Géol. France*, 50 (235).
- LAFFITTE, P. (1957) — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères. Paris.
- LAPADU-HARGUES, P. (1954) — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bul. Soc. Geol. France*, 3.
- (1958) — Observation à propos des amphibolites. *C. R. Soc. Geol. France*, 6.
- LAUTENSACH, H. (1932 e 1937) — Portugal auf Grund eigener Reisen und der Literatur. I: Das Land als Ganzes. II: Die portugiesischen Landschaften. *Pet. Mitt., Erg.* 213 e 230, Gotha.
- LEITH, C. K. (1905) — Rock cleavage. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 239.
- LERSUNDI, J. DEL VALLE (1959) — Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 56.
- LLADÓ, N. LLOPIS e TORRE, L. SANCHEZ DE LA (1961) — Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el Centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Asturica Inst. Est. Astur.*, 3-4, Oviedo.

- (1963) — Sur la stratigraphie du Precambrien du sudoest de la Puente del Arzobispo. *C. R. Soc. Geol. France*, 5.
- LOTZE, F. (1945 a) — Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, 6. Berlin.
- Algunos problemas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extranj. Geol. España, Inst. Lucas Mallada*, 5 1950. Madrid.
- (1945 b) — Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, 6. Berlin.
- Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extranj. Geol. España, Inst. Lucas Mallada*, 5, 1950. Madrid.
- (1956) — Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Min. Geol. Pal.* 8. Stuttgart.
- El Precámbrico de España *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 60, 1960. Madrid.
- (1958) — Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 7 (3-6). Münster.
- Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, 1961. Madrid.
- LOTZE, F. e. SDZUI, K. (1961) — Das Kambrium Spaniens. *Abh. Math. Nat. Kl. Ak. Wiss. Lit.*, 6, 7, 8. Wiesbaden.
- MACPHERSON, J. (1880 a) — Noticia sobre el Archaeocyathus marianus. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9.
- (1880 b) — Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 7.
- MARMO, V. (1956) — On the emplacement of granites. *Am. Journ. of Sci.*, 254.
- (1962) — On granites. *Bull. Comiss. Geol. Finlande*, 201.
- MEDINA, ALLIA M. (1963) — Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 61. Madrid.
- MELÉNDEZ, B. (1941) — El yacimiento de Arqueociatídeos de Alconera (Badajoz). *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 39.
- MITCHELL, R. (1953) — Les schistes cristallins des massifs du grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes). *Scien. de la Terre*, 1 (3-4). Nancy.
- NEIVA, J. M. COTELO (1943) — A idade dos granitos portugueses. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 3 (1 e 2). Porto.
- (1944) — Manifestações de actividade magmática em Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4 (1 e 2). Porto.
- NOVARESE, V. (1895) — Nomenclatura e sistemática della roccie verdi nelle Alpi Occidentali. *Bol. R. Com. Geo. Italia*, 6 (2). Roma.
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, P. e. CAPDEVILLA, R. (1964) — Introduction a la geologie de l'«Ollo de Sapos». Formation porphyroide antesilurienne du nord ouest de l'Espanhe. *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 76.
- PRUVOST, P. (1912) — Sur la présence des fossiles d'âge Dévonien Supérieur dans les schistes à Nereites de S. Domingos. *Com. Com. Serv. Geol. Portugal*, 9. Lisboa.
- RAMBERG, H. (1952) — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.
- RIBEIRO, O. (1940) — Problemas morfológicos do Maciço Hespérico português. *Las Ciências*, 6 (2). Madrid.
- RICHTER, R. e E. (1940) — Die Saukandia-Stufe von Andalusien, eine fremde Fauna in europäischen Ober-Kambrium. *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 450. Frankfurt.
- (1941) — Die Fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien. *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 455. Frankfurt.
- (1949) — Die Frage der Saukandia-Stufe (Kambrium, Spanien). *Senckenbergiana*, 30 (46).
- ROCCI, G. (1957) — Les formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibat (Mauritanie du Nord). *Bull. Fédér. Mines Géol.*, 21. Dakar.
- ROCHA, A. TAVARES e PISSARRA, J. E. BAILIM (1959) — Novos elementos para o conhecimento petrográfico dos arredores da cidade de Beja (Complexo gabro-diorítico do Baixo Alentejo). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 8 (1).
- ROEMER, F. (1878) — Archaeocyathus marianus. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, 30.
- ROMARIZ, C. (1965) — Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas. IX — Algumas rochas da região de Moura-Barrancos. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 16. Porto.
- SCHNEIDER, A. (1947) — Prospeção mineira e zonas geotectónicas na metalogenia ibérica. *Técnica*, 176. Lisboa.
- SCHNEIDER, H. (1941) — Das Kambrium der Herrerias-Mulde bei Cala. *Introdução in R. e E. Richter*, 1941.
- SILVA, J. MARTINS (1956) — Calcários cristalinos da região de Portel. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Mineiro*, 11 (3-4). Porto.

- SIMON, W. (1939) — Archaeocyathacea. I. Kritische Sichtung der Superfamilie. II. Die Fauna im Kambrium der Sierra Morena. *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 448. Frankfurt.
- (1951) — Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.*, 485. Frankfurt.
- SITTEK, L. V. (1964) — Structural Geology. New York.
- STAUB, R. (1926) — Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahrshf. Naturforsch. Ges.* 71. Zürich.
- Versão esp.: Ideias sobre la tectónica de España. *R. Acad. Bel. Let. Nobl. Artes Córdoba*, 83, 1927.
- STILLE, H. (1943) — Tektonische Probleme in der Neuen und der Alten Welt. *Zeit. Deut. Geol. Ges.*, 95.
- *Trad. Esp. Est. Geol. Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*, 4, 1946. Madrid.
- TEIXEIRA, C. (1942) — Os movimentos hercínicos na tectónica portuguesa. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 1 (2). Porto.
- (1943) — O Paleozóico Ibérico e os movimentos caledónicos e hercínicos. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 3 (1). Porto.
- (1951) — Notas sobre a geologia da região de Barrancos e, em especial, sobre a sua flora de Psilofitínicas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 32. Lisboa.
- (1953) — La faune cambrienne de Vila Boim, au Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10. Porto.
- (1953-1955) — Notas sobre a geologia de Portugal. Lisboa.
- (1954 a) — El Cámbrico de Portugal. *Est. Geol. Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*, 10 (23-24). Madrid.
- (1954 b) — Os conglomerados do Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico. Sua importância geológica e paleogeográfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 35. Lisboa.
- (1956) — Le Cambrien portugais et ses problèmes. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 24.
- (1960) — L'évolution du territoire portugais pendant les temps anté-mésozoïques. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 13 (3). Porto.
- TERMIER, H. e TERMIER, G. (1956) — L'évolution de la lithosphère. I: Petrogénèse. Paris.
- TURNER, F. J. (1948) — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 30.
- TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. (1960) — Igneous and metamorphic petrology. New York.
- TURNER, F. J. e WEISS, L. E. (1963) — Structural analysis of metamorphic tectonites. New York.
- VUAGNAT, M. (1946) — Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 26. Zürich.
- WEGMANN, C. E. (1947) — Note sur quelques problèmes de la Tectonique Superposée. *C. R. Soc. Geol. Finlande*, 20.
- WELLER, J. M. (1960) — Stratigraphic Principles and Practice. New York.
- WILCOX, R. E. e POLDERVAART, A. (1958) — Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan Mountain area, North Carolina. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69 (11).
- WILSON, G. (1961) — The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Bull. Soc. Geol. Belg.*, 84 (9-10).
- WILSON, J. L. (1948) — Die Saukandia-Stufe von Andalousien. *Amer. Journ. Sci.* 246.
- ZBYSZEWski, G. (1939) — Observations sur la structure et la morphologie du Bas Alentejo et de l'Algarve. *Bull. Etudes Portugaises. Inst. Franç. Portugal*, 1. Lisbonne.
- (1943) — Le passé géologique de l'Alentejo. *Bol. Fed. Nac. Prod. Tr.*, 5. Lisboa.
- ZBYSZEWski, G. e ANDRADE, R. FREIRE DE (1957) — Nota preliminar sobre a geologia da região de Aljustrel. 23.º *Congr. Luso-Espanhol. Assoc. Port. Progr. Ciên.* Coimbra.
- ZBYSZEWski, G., FEIO M. e ALMEIDA, F. MOITINHO DE (1950) — Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo. 13.º *Congr. Ass. Port. Progr. Ciên.*, Lisboa.

ÍNDICE

	Pág.
PREAMBULO	7
GEOMORFOLOGIA	9
ESQUEMA GEOLÓGICO	13
OS MACIÇOS GRANÍTICOS	15
1 — GRANITOS CALCO-ALCALINOS	15
a) Granito de Pedrógão	15
b) Granito de Pias	16
c) Granito de S. Pedro de Pomares	17
d) Granito de Fontes	17
2 — GRANODIORITOS E QUARTZODIORITOS	18
a) Mancha da Vidigueira	18
b) Mancha de S. Pedro	18
c) Mancha de Barbas de Lebre	19
d) Mancha de Reguengos	20
e) Mancha de Monte do Trigo	21
3 — ESTUDO QUÍMICO	21
GABROS	27
PÓRFIROS	28
DOLERITOS	29
CORNEANAS (s.l.)	33
COMPLEXO CRISTALOFÍLICO	39
1 — INTRODUÇÃO	39
2 — HISTÓRIA	40
3 — ESTRATIGRAFIA	42

	Pág.
4 — SEDIMENTAÇÃO	49
5 — METAMORFISMO	50
6 — ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS	52
<i>a)</i> Gnaisses, leptinitos e xistos quartzo-feldspáticos	52
<i>b)</i> Rochas quartzo-feldspáticas detriticas	57
7 — QUARTZITOS E LIDITOS	59
8 — ROCHAS VERDES	61
<i>a)</i> Introdução	61
<i>b)</i> Estudo petrográfico dos xistos verdes	63
<i>c)</i> Metadoleritos	65
<i>d)</i> Rochas verdes de ocorrência acidental	66
<i>e)</i> Estudo químico-mineralógico	67
<i>f)</i> Origem das rochas verdes	75
9 — CALCÁRIOS CRISTALINOS	81
10 — XISTOS LUZENTES	83
FORMAÇÕES DE S. MARCOS DO CAMPO	85
1 — XISTOS	85
2 — VULCANITOS	87
DEVÓNICO	90
MILONITOS (s.l.)	91
TERCIÁRIO	93
QUATERNÁRIO	93
TECTÓNICA	95
1 — ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS	95
2 — ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS	97
<i>a)</i> Acidentes tectónicos	97
<i>b)</i> Pregueamento	106
ACTIVIDADE ÍGNEA	106
EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL	111
RESUMÉ	121
SUMMARY	123
BIBLIOGRAFIA	127

ESTAMPAS

EST. I

Fig. 1 — Sobral da Adiça. Contacto por falha entre liditos e xistos.

Fig. 2 — Estrada Ficalho-Sobral da Adiça. Leptinitos bandados.

Fig. 3 — S. Marcos do Campo. Tufos vulcânicos (no topo) assentando em lavas, que se encontram alteradas e xistificadas na base.

Fig. 4 — Aglomerados vulcânicos de S. Marcos do Campo. Elementos arredondados de lava numa matriz tufácea.

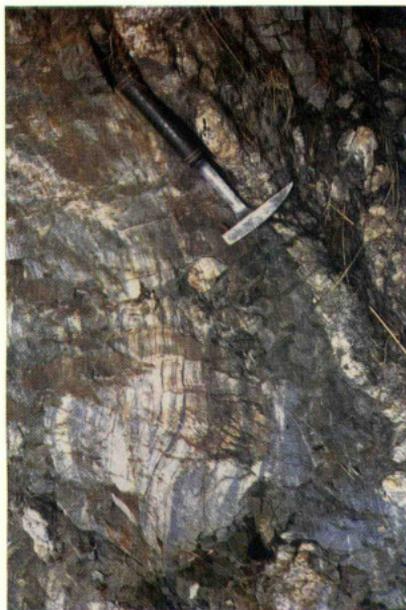


Fig. 2



Fig. 4

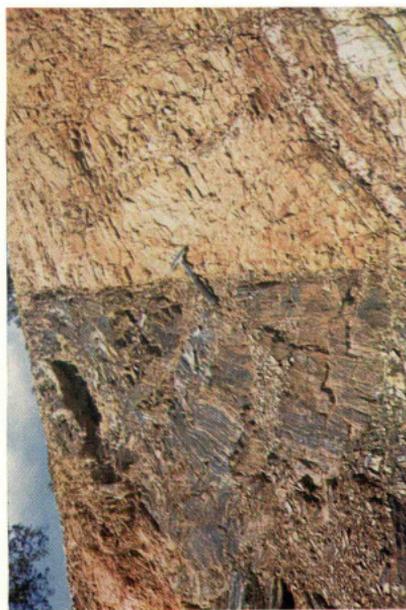


Fig. 1



Fig. 3

EST. II

Fig. 1 — O relevo de Ficalho (518 m) elevando-se bruscamente da peneplanície. Nota-se, ao fundo, a virgação de Ficalho, que corresponde a mudança de orientação das bancadas; de NW-SE passam a E-W junto da fronteira. No primeiro plano vêem-se os terrenos devónicos; estão cobertos, em parte, por depósitos terciários.

Fig. 2 — Mesas (185 m), próximo de Alcaria (Vidigueira). Retalho de «raña» na peneplanície.



Fig. 1



Fig. 2

EST. III

Fig. 1 — Brecha de falha, no contacto das formações metamórficas com os terrenos devónicos, próximo de Aldeia Nova de S. Bento. Observam-se fragmentos de gabro, pórfiro e calcário ligados por cimento calcário.

Fig. 2 — Filão aplítico, a SE de Reguengos, mostrando agregados turmalínicos.



Fig. 1



Fig. 2

EST. IV

Fig. 1 — Calcário cristalino, próximo de Vale do Vargo. Observa-se a lineação resultante da intersecção da estratificação no plano de clivagem.

Fig. 2 — Aglomerado vulcânico de S. Marcos do Campo. Fragmentos de lava (esbranquiçados e arredondados) numa matriz tufácea (esverdeada).

Fig. 3 — Vale do Vargo. Microdobras no calcário cristalino.



Fig. 1

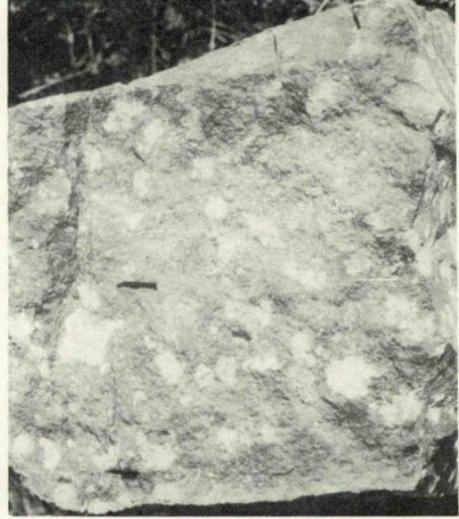


Fig. 2



Fig. 3

EST. V

Fig. 1 — Tufo vulcânico de S. Marcos do Campo. Fragmentos de vulcanito (andesito?). Nicol polarizador; X 118.

Fig. 2 — Granito de Pias. Cristal de plagioclase incluído na micropertite. Note-se, no lado esquerdo, o desenvolvimento de mirmequite entre uma plagioclase e o feldspato potássico. Nicóis cruzados; X 118.

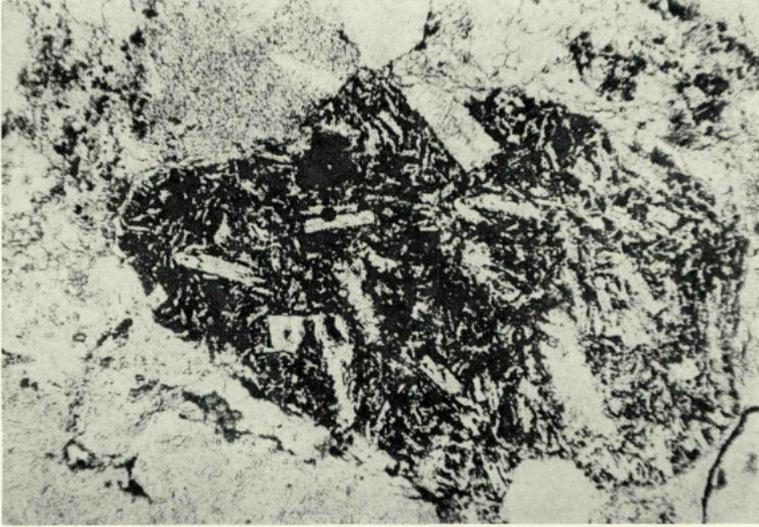


Fig. 1

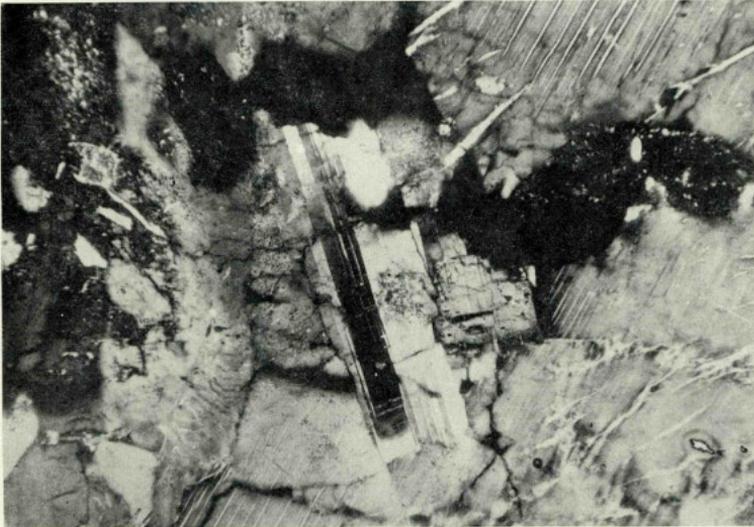


Fig. 2

EST. VI

Fig. 1 — Granito de Pias. Corrosão do feldspato pelo quartzo. A mancha branca é de quartzo. Nicóis cruzados; X 96.

Fig. 2 — Granito de Pedrógão. Cristal de turmalina envolvido pela plagioclase (no lado direito) e pelo quartzo. Nicol polarizador; X 96.

Fig. 3 — Dolerito próximo de Aldeia Nova de S. Bento. Píroxena envolvendo ofiticamente as hastes de plagioclase. Nicol polarizador; X 96.

Fig. 4 — Xisto quartzo-feldspático (porphyroïdes), a SE do M.^{to} Messangil (Vale do Vargo). Observe-se a forma arredondada do agregado glomeroporfiritico de feldspato. Nicóis cruzados; X 96.

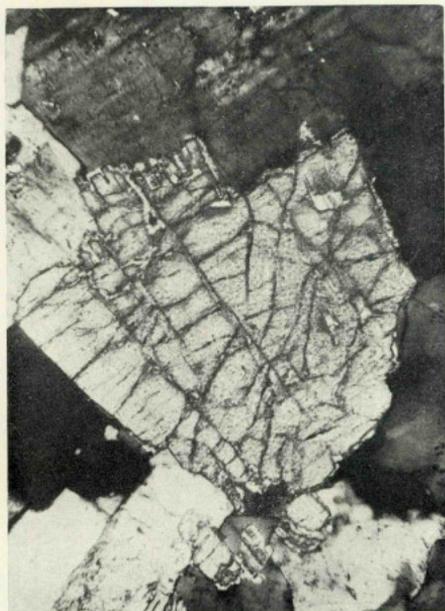


Fig. 2

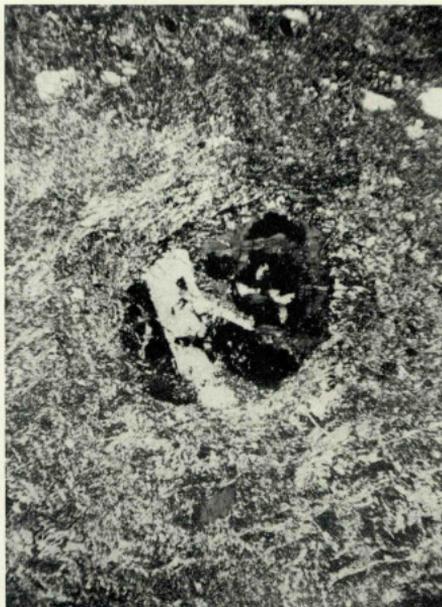


Fig. 4

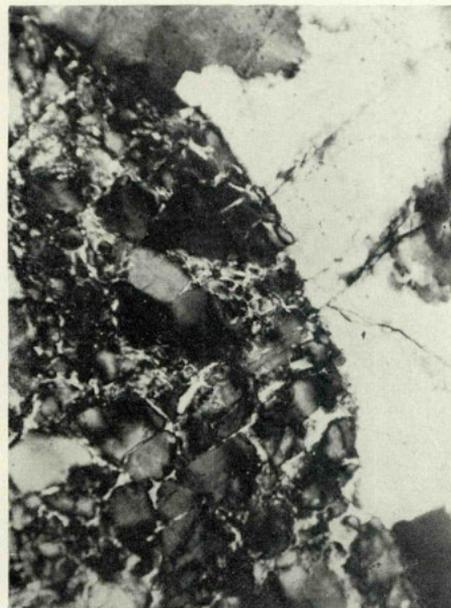


Fig. 1



Fig. 3

EST. VII

Fig. 1 — Área de Vale do Vargo. Feldspato arredondado. Nicóis cruzados; X 235.

Fig. 2 — Área de Vale do Vargo. Quartzo arredondado. Nicóis cruzados; X 96.

Fig. 3 — Área de Ficalho. Cristal idiomórfico de feldspato (residual) corroído pela matriz, num gnaisse ocelar. Nicóis cruzados; X 96.

Fig. 4 — Gnaisse ocelar, próximo do V. G. Savos (área de Ficalho). Fragmento residual de pórfiro. Nicóis cruzados; X 96.



Fig. 2

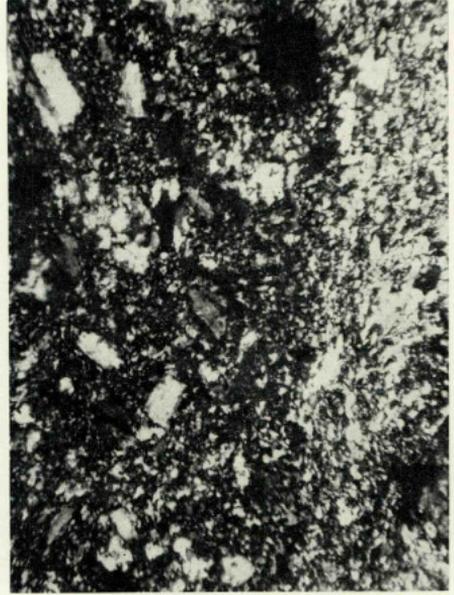


Fig. 4



Fig. 1

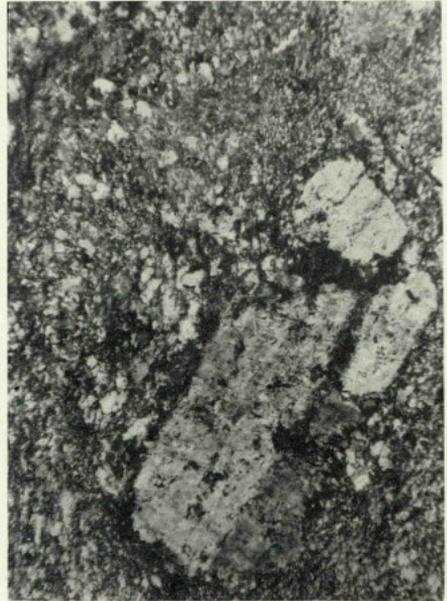


Fig. 3

EST. VIII

Fig. 1 — Cumiada (S. Marcos do Campo). Corneana pelítica com silimanite associada à biotite. Nicol polarizador; X 235.

Fig. 2 — Cumiada (S. Marcos do Campo). Corneana mostrando feixes de silimanite associada à biotite. Nicol polarizador; X 235.

Fig. 3 — Corneana pelítica, próximo de Campinho. Porfiroblastos de andaluzite pelítica. Nicol polarizador; X 96.

Fig. 4 — Corneana porfiroblástica (pelítica), próximo de Campinho. Andaluzite esponjosa associada à biotite, donde deriva. Nicol polarizador; X 96.



Fig. 2

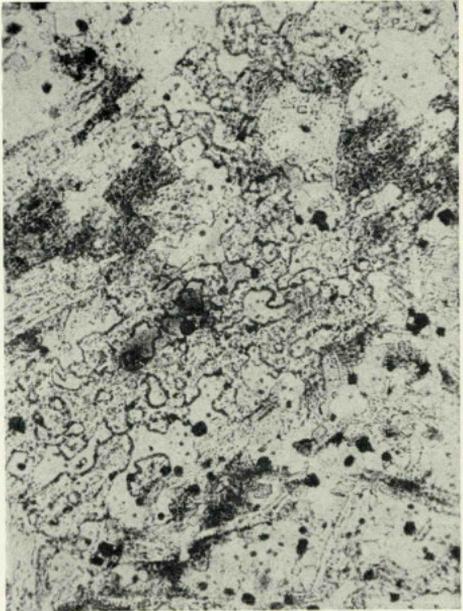


Fig. 4



Fig. 1

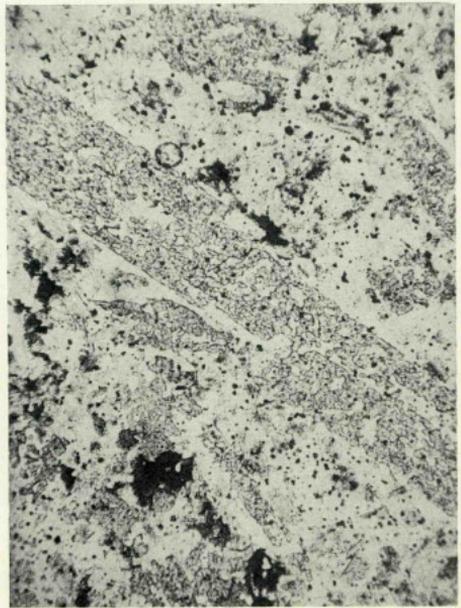


Fig. 3

EST. IX

Fig. 1 — Corneana pelítica próximo de Campinho Cordierite com geminação pseudo-hexagonal. Nicóis cruzados; X 96.

Fig. 2 — Pormenor da fotografia anterior. Nicóis cruzados; X 235.

Fig. 3 — Corneana calcária, no contacto com o granito de Pias. Cristal de grossulária. Nicol polarizador; X 96.

Fig. 4 — Corneana calcária, no contacto com o granito de Pias. Cristais de esfena associados a anfíbola, calcite, etc. Nicol polarizador; X 235.



Fig. 2



Fig. 4

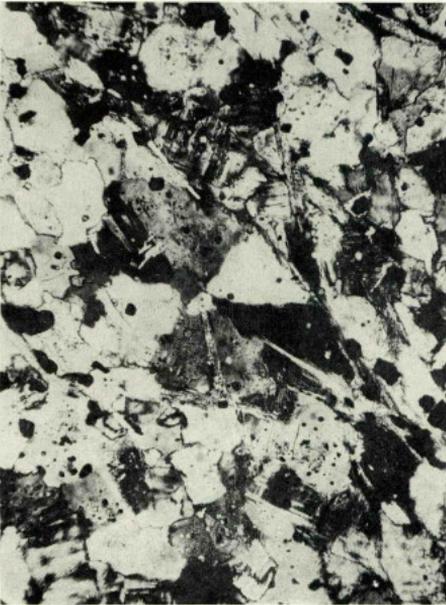


Fig. 1

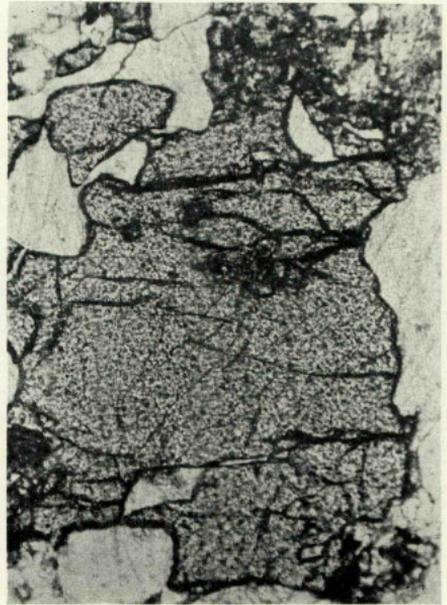


Fig. 3

MEMÓRIAS DA COMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 — GOMES, B. A. — *Vegetais fósseis: — Flora fóssil do terreno carbonífero das visinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcacer do Sal.* 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existencia do homem em epochas remotas no valle do Tejo: — Noticias sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda.* 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geologicos: — Descrição do terreno quaternario das bacias dos rios Tejo e Sado.* 164 p., 1 carta (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fósseis: — Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal.* 2 fasc., 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1867 — NERY DELGADO, J. F. — *Estudos geologicos: — Da existencia do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas: — Noticia acerca das grutas de Cesareda.* 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geologicos: — Memoria sobre o abastecimento de Lisboa com aguas de nascente e agua de rio.* 119 p. Esgotado.
- 1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos prehistoricos: — Descrição de alguns dolmens ou antas de Portugal.* 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 — RIBEIRO, C. — *Descrição de alguns siler e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciario e quaternario das bacias do Tejo e Saão.* 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: — Sobre a existencia do terreno siluriano no Baixo Alentejo.* 35 p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos prehistoricos em Portugal: — Noticia de algumas estações e monumentos prehistoricos.* 1.º vol., 72 p., 21 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1880 — Idem — Idem, 2.º vol., 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal: — Le Lias et le Dogger au Nord du Tage.* XII + 72 p.
- 1881 — VASCONCELOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE — *Estudos de depositos superficiaes da bacia do Douro.* 88 p., 3 est.
- 1881 — HEER, O. — *Contribuição à flora fóssil do Portugal.* 51 p., 29 est. Esgotado.
- 1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude: — Contrées de Cintra, Belas et de Lisbonne.* 76 p., 3 est. Esgotado.
- 1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: Estudo sobre os bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal.* 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I: — Espèces nouvelles ou peu connues.* 1.ª série, 40 p., 18 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Mollusques lamelibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae.* 1.ª e 2.ª livraison, 76 p., 19 est. Esgotado.
- 1887-88 — LORIOL, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II: — Description des échinodermes.* 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotado.
- 1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: — Estudo sobre os bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal.* Suplemento — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1888 — LIMA, W. DE — *Flora fóssil de Portugal: — Monographia do genero Dicranophyllum (Systema carbonico).* 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne.* Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD. 106 p., 7 est. Esgotado.
- 1890-91 — LORIOL, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Embranchement des échinodermes.* 179 p., 29 est. Esgotado.
- 1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal: — Descrição de uma forma nova de trilobite, Lichas (Uralichas) ribeiroi.* 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Classe des céphalopodes.* 1.ª série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. 82 p., 20 est. Esgotado.
- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Mollusques lamelibranches. Premier ordre. Siphonida.* 1.ª livraison, 30 est. Esgotado.
- 1894 — SAPORTA, M. — *Flore fóssile de Portugal: — Nouvelles contributions à la flore mésozoïque.* Accompagnées d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 288., 40 est. Esgotado.
- 1896 — LORIOL, P. DE — *Description des échinodermes tertiaires du Portugal.* Accompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotado.
- 1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal: — Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) ribeiroi.* 35 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal: — Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique.* 48 p., 10 est. Esgotado.
- 1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal: — Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connue.* 2.ª série: — Les ammonnées du Bellasien des couches à Néolobites Viarvannus, du Turonien et du Sénonien. 46 p., 20 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

- 1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal: — Deuxième étude: — Le Crétacique supérieur au Nord du Tage.* 287 p., 11 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacée de Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues.* 3^{me} série: — Mollusques du Sémonien à faciès fluvio-marin. 18 p., 2 est.; 4^{me} série: — Espèces diverses et table des quatre séries. 67 p., 16 est. Esgotado.
- 1903 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. I:—Le Crétacique de Conduca.* 31 p., 9 est. Esgotado.
- 1903-04 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires de Portugal: — Planches de céphalopodes, gastéropodes et pélecypodes, laissées par F. A. PEREIRA DA COSTA, accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique.* 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 — KOPY, F. — *Description de la faune jurassique de Portugal: — Polyptères du Jurassique supérieur.* Avec notice stratigraphique par P. CHOFFAT. 168 p., 30 est. Esgotado.
- 1905 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II:—Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola.* 48 p., 4 est. Esgotado.
- 1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage.* (rive droite). Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotado.
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida.* 89 p., 10 est. Esgotado.
- 1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique de Portugal:—Etude de stratigraphie paléontologique.* 247 p., 8 est., 1 quadro estratigráfico. Esgotado.
- 1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires de Portugal: — Le pliocène au Nord du Tage (Plaisancien).* 1^{re} partie, Pélecipoda. Précédé d'une notice géologique. 103 p., 9 est. Esgotado.
- 1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains paléozoïques de Portugal: — Etude sur les fossiles des schistes à néréïtes de San Domingos et des schistes à néréïtes et à graptolites de Barrancos.* (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotado.
- 1911 — CHOFFAT, P. & BENSUADE, A. — *Etudes sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909.* 146 p., 4 est., 2 cartas. Esg.
- 1912 — CHOFFAT, P. & BENSUADE, A. — *Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de abril de 1909.* (Versão do original francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico. Vol. I. Distritos de Faro, Beja e Évora.* p. 1 à 278, 7 est. Esgotado.
- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre.* p. 279 à 474, 5 est. Esgotado.
- 1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa.* p. 475 à 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Vizeu.* p. 951 à 1014 (Com uma notícia necrológica sobre o autor).
- 1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura.* 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica de Portugal na escala de 1:1 000 000 (Com um sumário em inglês à parte).
- 1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphéacées fossiles du Portugal.* 13 p., 4 est.
- 1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique de Portugal:—Brachiopodes.* 46 p., 19 est. Publicação póstuma. (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).
- 1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa.* 1.ª parte. 119 p., 45 est.
- 1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra.* 3 p., 13 est. Publicação póstuma (Coordenação e texto de G. ZBYSEWSKI). Esgotado.
- 1949 — ZBYSEWSKI, G. — *Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne.* 77 p., 22 est.
- 1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa).* 65 p., 16 est.
- 1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa.* 2.ª parte. 33 p., 13 est.
- 1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage.* 3 p., 23 est., 1 carte. (Publicação póstuma). (Coordenadas e apresentadas por A. DE CASTELLO BRANCO).
- 1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboços geológicos da parte ocidental de Angola* (Publicação póstuma). (Texto explicativo por M. MONTENEGRO DE ANDRADE). 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova série)

- 1953 — BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les mastodontes miocènes de Portugal.* 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).
- 1957 — LAPPARENT, A. F. de & ZBYSEWSKI, G. — *Les dinosauriens de Portugal.* 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).
- 1959 — ZBYSEWSKI, G. — *Etude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha.* 184 p., 11 est., 1 carta geolog. (Mem. n.º 3).
- 1959 — CASTELO BRANCO, A. de, ZBYSEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. da, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du volcan de Capelinhos.* 104 p., 5 quadros, 2 cartas geol. (Mem. n.º 4). Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta geológica de Portugal na escala 1:25 000* por G. ZBYSEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. da VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.
- 1959 — REAL, F. — *Intrusões kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola.* 118 p., II fig., 36 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).
- 1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal.* 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).
- 1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage.* 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).
- 1961 — LEISNER, V., ZBYSEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. da — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme.* 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).
- 1962 — CUNHA, J. CORREIA da, MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. da, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du volcan de Capelinhos (Deuxième partie).* 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9).
- 1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE de — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento.* 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).
- 1965 — CARVALHOSA, A. BARROS e — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo).* 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).

