

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

BOLETIM No. 292

MINERALOGIA E PETROLOGIA N.º 15

SÃO PAULO · BRASIL · 1968

INSTITUTO DE GEOCIENCIAS USP
Biblioteca

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
Biblioteca

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

EDITOR RESPONSÁVEL

PROF. DR. WILLIAM GERSON ROLIM DE CAMARGO

BOLETIM N.º 292
CADEIRA DE MINERALOGIA E
PETROLOGIA N.º 15
SÃO PAULO
BRASIL
1968

Instituto de Geociências



**Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da
Universidade de São Paulo
no.15(1968)**

José Moacyr Vianna Coutinho

O GNAISSE ALCALINO DA SERRA DO MATOLA
São João Del Rei — MG.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor: — Prof. Dr. Luís Antônio da Gama e Silva

Vice-Reitor: — Prof. Dr. Mário Guimarães Ferri

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor: — Prof. Dr. Mário Guimarães Ferri

Vice-Diretor: — Prof. Dr. Erwin Theodor Rosenthal

Secretário-Substituto: — Lic. Eduardo Marques da Silva Ayrosa

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

Diretor: — William Gerson Rolim de Camargo

CADEIRA DE MINERALOGIA

Professor Catedrático: — Dr. William Gerson Rolim de Camargo

Professor Assistente Doutor: — José Vicente Valarelli

Instrutores: — Darcy Pedro Svizero
Irineu Marques de Souza
Joerg Bruder
Moacyr Rabello de Arruda

CADEIRA DE PETROLOGIA

Regente de Cátedra: — Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

Professor Assistente Doutor: — Celso de Barros Gomes

Instrutores: — Altamir Benedicto de Oliveira
Jorge da Silva Bettencourt
Nabor Ricardo Rüegg
Paul Vadoros
Raphael Hypolito
Vicente Antônio Vitório Girardi
Marcos Aurélio Faria de Oliveira
Umberto G. Cordani

Tôda correspondência deverá ser dirigida à Faculdade de Filosofia,
Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

Caixa Postal 8 105 — São Paulo, Brasil

All correspondence should be adressed to Faculdade de Filosofia,
Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

Caixa Postal 8 105 — São Paulo, Brasil

ÍNDICE

Summary	7
A — Introdução	11
Adendo	13
B — Agradecimentos	13
C — Métodos	14
D — Trabalhos anteriores	17
E — Caráter geral do maciço	19
1 — Localização	19
2 — Forma e tamanho da área estudada	22
3 — Nomes geográficos	22
4 — Aspectos geomorfológicos	23
5 — Solo	28
6 — Áreas de exposição	28
7 — Geologia da área abrangida pelo mapa n.º 2 ..	28
8 — Geologia da serra do Matola	32
a — Descrição geral	32
b — Contactos e estruturas	33
9 — Interêsse econômico especial	40
F — Mineralogia e Petrografia	41
1 — O gnaisse alcalino	42
a — Descrição macroscópica	42
b — Descrição microscópica e estudo minera- lógico	43
c — Análises modais	61
d — Dados químicos	64

2 — O gnaísse biotítico (Piedade)	78
a — Descrição macroscópica	78
b — Descrição microscópica e estudo mineralógico	79
c — Análises modais	83
d — Dados químicos	83
3 — Os gnaisses da série charnockítica e anfibolitos	85
a — Descrição macroscópica	85
b — Descrição microscópica e estudo mineralógico	86
c — Análises modais	92
4 — Discussão geral e petrogênese	95
a — Gnaísse alcalino	95
b — Gnaisses subjacentes	104
c — Fácies metamórfica na região	106
5 — Estudo mineralógico especial. — Os minerais responsáveis pela radioatividade no maciço ..	109
a — no gnaísse alcalino fresco	109
b — no solo	110
G — Interpretação estrutural das direções de movimento	119
1 — Estruturas maiores	119
2 — Microtectônica	121
H — Conclusões	123
I — Bibliografia	131
Ilustrações	137

SUMMARY

This paper deals with the so-called Serra do Matola alkali-gneiss, emphasizing its geologic and petrographic characters. This alkaline formation situated south of São João Del Rei, Minas Gerais, Brazil has a N-S elongated shape, with a length of about 20 km and an area of 100 km², approximately. The bed rock outcrops in small areas totaling 20.000 m², mainly in the escarpments facing north.

Bounding the alkali-gneiss sierra, one can find charnockitic gneisses to the east and the Piedade biotite-gneiss to the west both of which can be inferred to contact each other underneath the alkali-gneiss.

The planar structure as well as contacts between alkali gneisses and biotite gneisses are sub horizontal and somewhat irregular, but the general dip is to the south. A sometimes strong lineation can be observed in the alkali gneiss trending around 24°W and plunging 8°S.

In this formation, field evidences indicate EW movements but there are also subordinate thrust faults SN. A system of vertical shearing planes runs NE-SW and NW-SE.

The charnockites are much more irregular and seem structurally independent from the alkali and biotite-gneiss.

The general characters of the alkali-gneisses are:

- 1) undeformed, fine-grained, leucocratic; mafic minerals concentrated in dark zones, here called "shonkinitic gneiss";
- 2) granular quartz in strings or scattered. Porphyroblasts of feldspar, aegirite-augite and titanite. Potassic feldspar: microcline (Ab₂₀) showing variable perfection of grid twinning, probably related to the variable reticular obliquity, which in turn would be related to the temperature of its formation (always below 500°C). Plagioclase is albite (An₇) seldom twinned and never zoned, indicating total metamorphic re-

crystallization. Piroxene: aegirite-augite averaging 10% of the Na molecule. Amphibole: hastingsite. Common accessories: titanite, magnetite, apatite, epidote, allanite and calcite. Biotite, zircon and andradite are very scarce. Allanite, which is responsible for the radioactivity in the gneiss, may be found partially metamictized: it sometimes substitutes for titanite or envelops apatite. The average content of ThO_2 in the rock is 0.015%, but allanite — and consequently ThO_2 — may be abnormally concentrated in certain melanocratic (shonkinitic) levels.

3) Both the chemical analysis and the chemical variation diagram of the rock show similarities to correspondent data for rocks considered as final products of magmatic differentiation, namely trachytes and alkali rhyolites (pantellerites). On this basis, the alkali gneiss is believed to be the product of regional metamorphism acting upon an alkaline effusive rock. The melanocratic layers may have come from basic differentiated magmas also metamorphised. Regional metamorphism affected the alkali gneiss which was stabilized in the same facies and sub-facies of the biotite gneiss (see below). The N-S structural lines are believed to be due — as the petrofabric analyses suggests — to tectonic movements along an E-W direction with probable WE transport.

The alkaline magma may have crystallized at high temperature, bringing about homogeneous Na-K feldspars. The metamorphism is believed to have promoted the unmixing of the Or and Ab molecules, shown now as independent crystals in the fine grained matrix and as perthitic porphyroblasts. At the same time the sodic pyroxene would turn to hastingsite.

The general characters in the Piedade biotite-gneiss are:

1 — Undeformed fine to medium grained mesocratic rock, rich of biotite in preferred orientation. Pegmatitic venulation, microcline porphyroblasts and metamorphic layering are observed in places. Recrystallization is widespread but here and there a psammitic relict texture can be guessed.

2 — The plagioclase is the commonest mineral. It is unzoned and is scarcely twinned but shows a somewhat variable

An content from sample to sample. A calculated average gives An_{21} . Quartz, very much abundant here, and microcline, are closely comparable to their counterparts in the alkali gneiss. Lepidoblastic biotite is to be found in any thin section. Other minerals present include: muscovite, epidote, titanite, magnetite, apatite, zircon and garnet.

3 — Chemically the rock is comparable to the series granite-diorite or arkose-graywacke. Taking into account the texture it is supposed that it evolved from a clastic graywackic sediment. Mineralogic analysis show that it was stabilized in the staurolite-almandine or kyanite-almandine-muscovite sub-facies of the almandine amphibolite facies. The petrofabric simmetry analysis parallels those obtained in the study of the alkali gneiss, i.e. the N-S macro and microlineation would be due to a E-W movement.

The general characters in the charnockitic rocks are:

1 — Dark, basic, medium grained, and entirely recrystallized rocks are represented by amphibolites and pyroxene-granulites. Lighter colored, acid, coarse grained, essentially quartz feldspathic rocks are here called acid charnockites. There are intermediate types.

2 — The acid charnockites are made up of quartz, abundant orthoclase perthite and oligoclase antiperthite, hypersthene, diopside and some biotite. Pyroxene-granulites contain andesine or bytownite, hypersthene and diopside. Amphibolites are characterized by the andesine-hornblende association, the last mineral being the greenish brown variety relatively oxydised and anhydrous. In the amphibolites some red biotite and/or garnet may have formed by retrometamorphism. No titanite or sphene were seen in thin-sections.

There is a simpathetic relation in the Fe content between the two pyroxenes present in the charnockite series of rocks.

3 — The acid charnockites seem to have been palingenetically mobilized magmas. The pyroxene-granulites and amphibolites could well represent supra crustal rocks led to plu-

tonic environment, where they were metamorphised in the two sub-facies (hornblende-, pyroxene-) of the granulite facies.

A previous author stated that the region in study was subjected to a SN thrust tectonism. This conclusion is not invalidated by the present author but it is suggested that the thrusts moved large sheets of hard rocks carrying the printed fabric imposed by an earlier dynamic phase.

Mineralogical radiometric analysis were carried on concentrated samples. It was concluded that the mineral responsible for the radioactivity in the same gneiss is allanite and in the residual soil mantle, an amorphous thorogumite.

A — INTRODUÇÃO

Durante o ano de 1951 o Conselho Nacional de Pesquisas interessou-se pelo estudo pormenorizado dos depósitos radioativos da faixa costeira brasileira bem como dos pegmatitos de São João Del Rei. Nesta última região foi selecionada uma área de 7.000 km² que seria levantada sob contrato pela Prospec, Prospecções, Levantamentos e Aerofotogrametria S.A. Auxiliada tècnicamente pela Photografic Survey Corp. Ltd., de Toronto, Canadá, aquela companhia efetuou o levantamento aerofotogramétrico e, a partir dêste a planimetria e levantamentos geológicos e geofísicos gerais, executando em seguida mapas radiométricos de anomalias, mapa geológico geral e estrutural com base em magnetometria. A grande abundância de dados coletados permitiu a elaboração de um relatório circunstanciado das ocorrências radioativas.

Surgiu assim o magnífico trabalho de Heinz Ebert, Franklin de Andrade Gomes, Reinhard Helmbold, Octávio Barbosa, Sílvio Vilar Guedes e Anita Evans: "Levantamento geológico-geofísico da Região de São João del Rei" que, fazemos votos, possa ainda vir a ser publicado.

Apontam-se aí áreas que se mostraram particularmente interessantes pelo alto grau de radioatividade demonstrado tanto em radiocintilometria aérea como terrestre. Achava-se entre estas a área compreendida pela serra do Matola ao sul de São João del Rei, inteiramente independente estrutural e geològicamente da área de pegmatitos mais ao norte.

Tratava-se agora de saber o real significado das anomalias na referida área, a natureza exata do mineral responsável, direções estruturais preferenciais de mineralização, teor de U e, ou Th no sólo e na rocha viva, cubagem do solo, confecção de um mapa geológico e estrutural e obtenção de maior volu-

me de informações geológicas petrográficas e mineralógicas da região. Nesse sentido os diretores da Companhia Prospec se dirigiram ao Professor Rui Ribeiro Franco, catedrático de Petrologia na Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, solicitando o auxílio de pessoal especializado para a solução daquêles problemas. Houve por bem o professor Rui Franco designar o autor para chefiar uma equipe mixta que estacionada na vila de Ibertioga, a leste da serra do Matola, se ocupou durante todo o mês de julho de 1960, de trabalhos de perfuração, amostragem e levantamento geológico e estrutural de detalhe.

Fizeram parte desta equipe os srs.: Nabor Ricardo Rüegg, professor assistente na FFCL da USP. Milton Brand Batista, então aluno do quarto ano no Curso de Geologia da Escola de Minas de Ouro Preto, e Axel de Ferran, então aluno do quinto ano na Escola Politécnica de São Paulo. Em agosto daquele ano êstes senhores foram substituídos por uma equipe liderada pelo sr. Yedo Mendonça, da Prospec.

Enquanto aquêles auxiliares comandavam grupos encarregados da perfuração a trado e amostragem de testemunhos de solo, o autor, algumas vezes acompanhado por de Ferran e Rüegg efetuava o estudo de campo e amostragem de rochas frescas em afloramentos.

O segundo semestre de 1960 e os três primeiros meses de 1961, foram ocupados durante as horas disponíveis, com determinações e análises de laboratório, confecção de mapas e tabelas, pesquisas bibliográficas e relatório final que foi entregue à Companhia Prospec — em Abril de 1961.

Os dados obtidos na perfilagem radiométrica resultaram em geral decepcionantes, desaconselhando um aproveitamento econômico imediato. Entretanto, surgiu aos olhos do autor um interessante quadro geológico com alguns aspectos petrográficos raros e curiosos e que poderiam constituir talvez, a base de um trabalho de interêsse acadêmico real.

Com a devida permissão do grupo interessado, pode o autor, reconstituir o relatório de 1961, dando-lhe um cunho

científico e adicionando-lhe dados de novas pesquisas abrangendo a mineralogia, petrografia e geologia estrutural do corpo. Esta última em sua parte de microtectônica constitui mesmo uma experiência nova para o autor no Brasil.

E' êste em resumo, o histórico do trabalho que se apresenta como tese de livre docência à cadeira de Petrologia desta Faculdade.

ADENDO

Sob o título "Petrologia e geoquímica do maciço de Matola" (D.N.P.M. bol. 112, 1962), Benedito P. Alves, D. Guimarães e C. V. Dutra publicaram trabalho abordando o mesmo assunto da presente publicação.

Quando o autor recebeu exemplar daquele boletim, sua tese já estava redigida e distribuída aos examinadores, tornando-se impossível adicionar àquele tempo, uma análise do trabalho dos ilustres geólogos mineiros. Uma leitura posterior cuidadosa revelou que os dados contidos no boletim 112 do D.N.P.M. em nada se comparam aos obtidos nesta tese. O gnaisse alcalino, motivo principal dos dois trabalhos é, sem dúvida, o mesmo, embora as áreas mais pormenorizadamente investigadas não se superponham. Todavia, descrições, interpretações e conclusões são diferentes, quando não frontalmente antagônicas.

Fica aqui o registro do fato que contudo não foi debatido neste trabalho, eis que apenas o material apresentado como tese deveria ser publicado.

B — AGRADECIMENTO

O autor manifesta aqui sua gratidão aos senhores Nabor R. Rüegg, Milton B. Batista e Axel de Ferran pela inestimável ajuda que lhe dispensaram na trabalhosa campanha de julho de 1961 na Serra de Matola. Enfrentaram êles uma região agreste e acidentada cobrindo a pé longas distâncias por vezes sob chuva e frio rigoroso, efetuando o trabalho monótono e penoso de perfurar, amostrar e ensacar. Embora não convivendo o mesmo tempo, sabe o autor que o sr. Yedo Mendonça que substituiu os primeiros em idênticas tarefas, as cumpriu

com a mesma dedicação e competência. Não é possível aqui, mencionar individualmente o grande número de pessoas que cooperaram com a máxima boa vontade e desinterêsse para o êxito da campanha na Serra do Matola. Um agradecimento coletivo mas sincero é dirigido pois, aos funcionários subalternos da Companhia Prospec e à gente simples e hospitaleira de Ibertioga compreendendo, por sua ajuda direta, especialmente o casal hoteleiro, o ferreiro, o pessoal contratado para perfuração, os sitiantes e os fazendeiros, acolhedores sem exceção.

O autor contou com a cooperação de Nabor R. Rüegg nas separações de solo. William G. R. Camargo e José V. Valarelli, professôres do Departamento de Mineralogia e Petrologia da USP, fizeram as medidas e determinações radiocristalográficas por método do pó. O dr. Waldemar Safiotti, então assistente de Petrografia no mesmo Departamento orientou o trabalho de determinações de radioatividade em "scaler". Aos srs. Prof. Octávio Barbosa e Eng. Sílvio Vilar Guedes o autor registra seus agradecimentos pela ampla colaboração que prestaram, pondo à sua inteira disposição os recursos da Companhia Prospec. À Panam Propaganda S.A. na pessoa do sr. Hélcio de Souza e ao O Estado de São Paulo na pessoa do sr. José Maria Homem de Montes deve o autor agradecer a valiosa ajuda prestada na parte gráfica dêste trabalho.

Menção especial se deve ao Prof. Rui Ribeiro Franco, catedrático de Petrologia nesta Faculdade pelo incondicional apoio e encorajamento que sempre dispensou ao autor. Ainda o Prof. Francis J. Turner da Universidade da Califórnia ofereceu valiosas sugestões.

C — MÉTODOS

O autor despendeu um mês em trabalho de campo. Foram visitados todos os afloramentos de rocha nua exposta no campo e muitos dos escondidos em matas ribeirinhas. Marcaram-se em caderneta, 130 anotações correspondentes a paradas, onde se lançaram observações petrográficas e atitudes estruturais

(freqüentemente de solo e rocha decomposta). As localizações foram facilitadas pela utilização de fotografias aéreas na escala aproximada de 1:21.000 e fôlhas topográficas 1:10.000 cedidas pela Companhia Prospec. A partir destas fôlhas, o autor preparou um mapa planimétrico na escala 1:25.000 onde, concentrando os dados de campo, superpôs o mapa geológico.

Os trabalhos de radiometria ocuparam quatro turmas que se revezaram. Duas trabalharam com o autor em julho de 1960 e outras duas completaram o serviço em agosto e setembro do mesmo ano. O método seguido foi o da perfuração a trado até 5 metros de profundidade. A locação dos poços foi feita sobre fotografia aérea das zonas de anomalia radiométrica. Sobre elas se traçou um retículo correspondente a uma grade ortogonal de 200 m de lado unitário. Dada a homegeneidade aparente do solo e premência de tempo foi esta medida aumentada, posteriormente para 400 m. Foram efetuados mais de 300 furos nas cinco principais regiões de anomalias. Durante a perfuração o solo testemunhado era colocado sobre lona estendida e dali retiradas e ensacadas as amostras devidamente quarteadas e espaçadas de 10, 15 ou 20 cm. Foram também efetuadas amostragens de canal em rocha viva nos afloramentos principais, bem como bateamento e amostragem de fração pesada de alúvio de três ribeirões cortando regiões de anomalias. As amostras ensacadas foram enviadas para a Companhia Prospec no Rio de Janeiro, com exceção das de cinco furos de “altos” radiométricos, que trouxemos para São Paulo. Destas cinco, quatro foram por nós analisadas no cintilador e Geiger-Mueller de “scaler” Phillips existente no Departamento de Mineralogia e Petrologia.

Ainda com vistas à análise radiométrica foram efetuadas separações granulométricas por decantação e peneiramento, bem como separações de frações magnéticas, com separador isodinâmico “Frantz” do Departamento de Geologia desta Faculdade.

No capítulo dedicado à pesquisa do material radioativo citam-se outras técnicas especiais.

Utilizamos cerca de 80 lâminas em estudos petrográficos. Para medida de ângulo dos eixos ópticos utilizou-se uma platina universal a quatro eixos marca Leitz. Quando o mineral possuía 2 V de pequeno a médio as medidas se faziam em cortes próximos à bissetriz aguda, diretamente. Nos outros casos o resultado era obtido por projeção e construção em diagrama de Schmidt. A precisão do método é grande ($\pm 1/2^\circ$) em medidas diretas sobre minerais incolores sem dispersão perceptível. O erro aumenta, talvez para cerca de $3-5^\circ$ nos casos de obtenção indireta e particularmente, quando o mineral é colorido ou apresenta dispersão. É este especialmente o caso das hastingsitas. Os ângulos de extinção, Z:c para anfibólios e piroxênios foram obtidos em microscópio polarizador comum, em cortes controlados conoscopicamente. Os índices de refração principais foram determinados pelo método de imersão em líquidos de índices conhecidos, utilizando-se fonte de luz branca. Depois das determinações os líquidos foram testados em refratômetro de Abbe (líquidos até 1,700) ou Leitz Jelley (até 1,92), ambos dando precisão de $\pm 0,001$. Nas análises modais realizadas com platina integradora tipo Hurlbut-Shand foram percorridos em cada secção cerca de 15 cm em transversais perpendiculares entre si. O espaçamento entre as linhas foi, sempre que possível, maior que a granulação da rocha.

A análise estatística microtectônica foi efetuada em amostras previamente orientadas no campo. Usou-se platina universal de Leitz adaptada com segmento superior especial e guia paralelo. Foram observados e projetados todos os eixos ópticos de quartzo que passavam pela transversal e nas vizinhanças imediatas, bem como polos (001) de micas e eixos c de anfibólios e piroxênios. O espaçamento obedecido foi de 1,5 mm. Erros na medida de eixos ópticos de quartzo são menores quando os mesmos se acham a ângulos pequenos da secção. Quando porém aquêle se acha a ângulo alto, é necessário colocar-se um dos vetores de raio ordinário no eixo E-W da platina e a observação se fará na sombra de hipérbole que passa pelo tubo do microscópio, o que introduz um maior grau

de êrro. Felizmente em tôdas as secções trabalhadas, cortadas perpendicularmente à lineação da rocha, notou-se forte orientação preferencial do quartzo, com mais de 90% dos grãos apresentando eixos ópticos inclinados a menos de 40° da secção.

Maiores dificuldades foram encontradas na medida dos eixos *c* de anfibólios e piroxênios. A técnica usada foi a de colocação das duas clivagens verticalmente, anotando-se assim a posição do eixo *c* que lhes é paralelo. Entretanto quando êste eixo se situa pouco inclinado em relação à secção, é impraticável o método. Necessitou-se nestes casos, projetar uma das clivagens ou alongamento do mineral em diversas posições de rotação de eixo E-W: o eixo *c* é o eixo de zona no círculo máximo obtido.

D — TRABALHOS ANTERIORES

A zona abrangida pelo mapa n.º 2 é rica em observações geológicas. Já em 1932 Eschwege (*Beiträge zur Gebirgekunde Brasilien mit vier petrographischen Geognostischen Karten und Profildurchschitten*, Berlin) publicava, um levantamento da zona sul de Minas Gerais, atravessando a fôlha de Barbacena. Bastos e Erichsen (1927) traçaram, segundo conceituação antiga a geologia dos arredores do rio das Mortes superior, da mesma maneira como Erichsen (1929) o fez em relação à fôlha de Barbacena. Souza (1943) publicava posteriormente secções geológicas nos arredores de São João Del Rei. Já O. Barbosa (1934) havia resumido os conhecimentos sôbre a geologia de Minas Gerais, definindo a série Itacolumi e citando as serras de Lenheiro e Tiradentes nos arredores de São João Del Rei. Seu mapa, em colaboração com Djalma Guimarães, assinala aquela série encravada numa grande mancha da série Minas em cunha para oeste. O mesmo autor (1954) define a chamada série Barbacena presente na área estudada, nela incluindo os sedimentos epimetamórficos encontrados entre São João Del Rei e Barbacena. As observações de Lamego (1938) fizeram com que fosse introduzida no mapa geológico do Brasil (1942) uma grande área de micaxistos e quartzitos da cha-

mada série Minas na parte interna de um grande cotovelo do rio Grande superior, nos arredores de Andrelândia. A geologia de São João Del Rei foi ainda encarada sob diversos aspectos por Rolff (1957).

Numerosos também são os trabalhos abordando a geologia econômica da região de São João Del Rei. Todos êles se referem às ocorrências de ouro, cassiterita e minerais tantalíferos e radioativos ligados primariamente a pegmatitos de uma província ao norte da área em estudo e aparentemente independente desta. Merecem menção especial neste capítulo, os trabalhos de Guedes e Guimarães (1944), Guimarães (1956a, 1957), Rolff (1945), Belezkij (1956), Araujo (1945), Lombard (1894), Souza (1943), Coelho (1943) e Guedes e Mac Fadyen (1956).

A primeira referência ao gnaiss alcalino da serra do Matola se deve a Ebert (1956 a) que o assinala como gnaiss quartzo-sienítico na seguinte descrição: “Uma intensíssima deformação com alongamento horizontal na direção de sul a norte acha-se também exposta nos afloramentos do maciço de gnaiss quartzo-sienítico entre Ibertoga e Piedade, cuja forma geológica, alongada na direção de sul a norte, corresponde exatamente à estrutura interna. Êste maciço mostra-se superposto ao Arqueano de modo semelhante a uma “nappe”, que tem sua raiz na margem setentrional da série Andrelândia, onde, após uma interrupção de alguns quilômetros, o mesmo gnaiss, com a mesma estrutura, aparece em forma de lâmina delgada entre o arqueano e o algonquiano mesozonal (Andrelândia) superposto. Apesar do sentido tectônico, êste maciço é de especial interêsse, por representar um álcali-sienito de idade précambriana, intensamente gnaissificado no fim do algonquiano. As rochas alcalinas, encontradas até agora, revelaram-se tôdas de idade pós-tectônica muito mais recente”.

Guimarães (1956 b) em seguida estuda amostras de rocha do mesmo maciço enviadas pelo eng. Guedes, da Prospec, o qual já havia iniciado o levantamento da região. Assinala Guimarães, que “sua composição varia de um anfibolito epidotífero a de um migmatito leucocrático”; mostra cataclase evi-

dente; deve situar-se em faixas de grandes deslocamentos anteriores ao mesozóico; metamorizou-se em grau moderado, favorecendo “o geoquimismo de elementos do grupo das terras raras e possivelmente urânio”; a rocha está geneticamente “ligada a escarnitos”. Em seguida estuda o possível mineral causador da radioatividade e conclui tratar-se de torita ou orangita. Fornece um quadro de análise química.

Ainda Guimarães (1960) discute a mineralogia e gênese de uma variedade de escarnito encontrado como lentes alinhadas e encravadas no gnaiss que ocorre ao longo do ribeirão da Onça. É formado mineralógicamente por quartzo, granada, anfibólio hastingsita, epidoto, allanita, bastnaesita e ortita. Acredita o autor que “certos aspectos estruturais e texturais da rocha estudada permitem supor que se trata de produto de metamorfismo de contacto, posteriormente gnaissificado e alterado por efeito hidrotermal”. Solução silicosa teria desempenhado papel importante, especialmente no desencadeamento de reação entre epidoto bastnaesita originais, com formação de allanita e ortita. A formação gnaissica parece ser uma “formação polimetamórfica com uma fase inicial de metamorfismo de contacto”. O autor fornece duas análises químicas do escarnito e uma dosagem de Pb, U e Th, pela qual conclui por fórmula simplificada que, a “idade aproximada do diastrofismo responsável pela migração ascensional de urânio” é de 501,6 milhões de anos. Este cálculo estaria acima do real devido à presença de pirita mas “em todo o caso indica a primeira fase de diastrofismo paleozóico, que para o Brasil foi a Caledoniana”. Finalmente diz ser “muito provável que a formação pré-cambriana do vale do córrego da Onça seja de natureza ígnea-vulcânica mas teria sido submetida a metamorfismo durante a fase Caledoniana”.

E — CARÁTER GERAL DO MACIÇO

1 — LOCALIZAÇÃO

A serra do Matola, no centro sul do Estado de Minas Gerais, tem seu corpo principal compreendido entre os paralelos

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA SERRA DO MATOLA

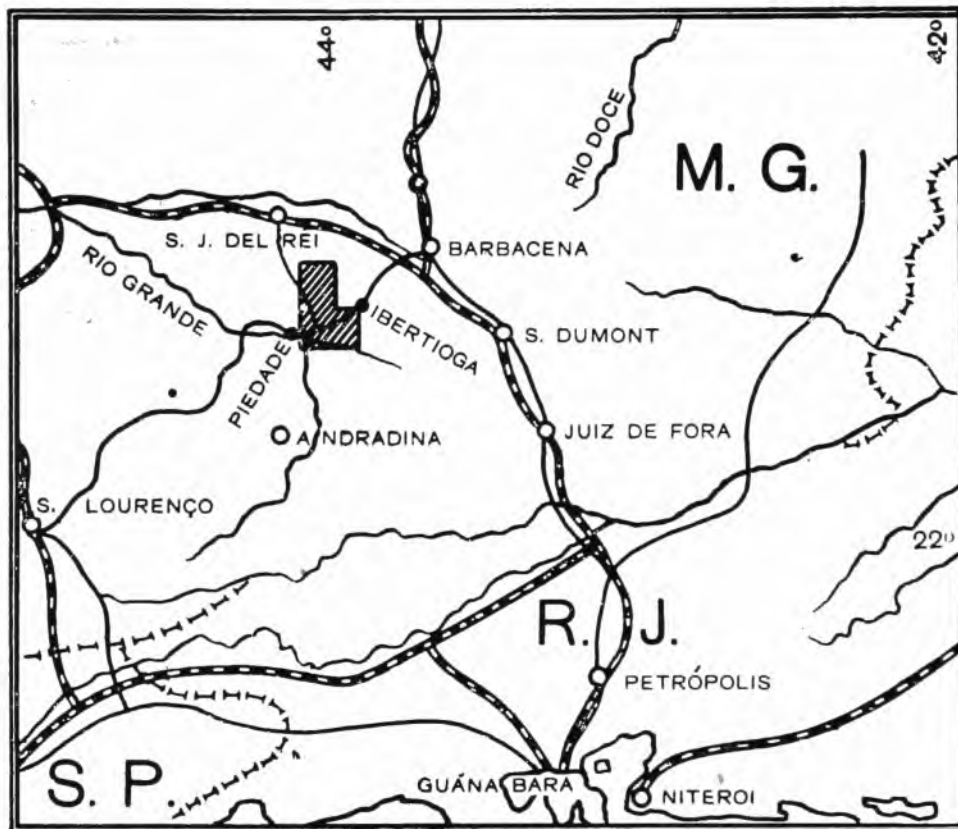


Fig. 1

GEOLOGIA DA REGIÃO SÃO JOÃO DEL REI-BARBACENA
Segundo H. Ebert (modificado)
Escala 1: 1.000.000

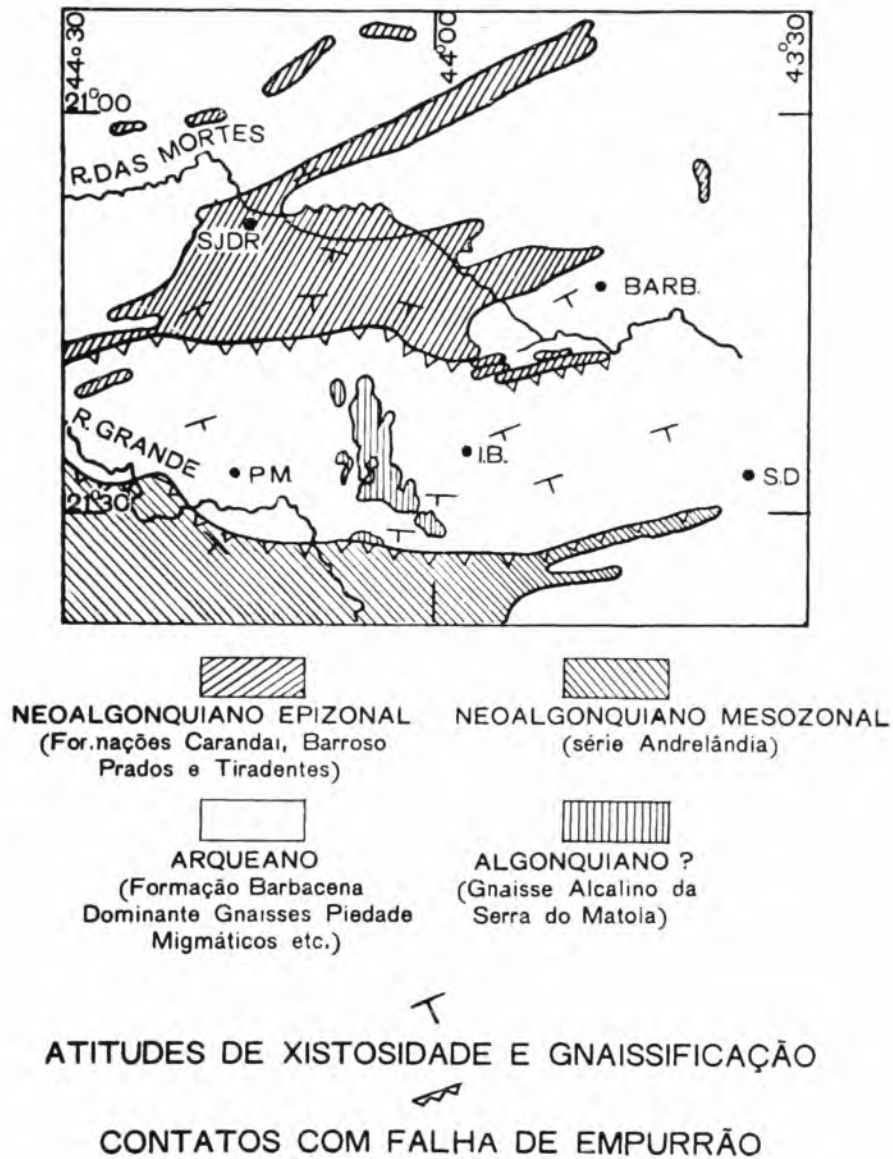


Fig. 2

21°20' e 21°32'30" e entre os meridianos 44°10' e 44°00' situa-se a cerca de 40 km de três cidades importantes: Barbacena a NE; São João Del Rei a NNW e Andrelândia a SW. Sua parte sul é atravessada na direção E-W por uma estrada de rodagem estadual que liga duas pequenas vilas: Piedade de Minas a oeste e Ibertioga a leste, ambas a cerca de 10 km da serra. Esta estrada vai ter a Barbacena. Margeando a serra a oeste, uma estrada de rodagem saindo da primeira dá acesso a São João Del Rei ao norte (fig. n.º 1).

2 — FORMA E TAMANHO DA ÁREA ESTUDADA

A formação alcalina, ocupando a maior parte da serra e objeto principal deste estudo, abrange uma área de aproximadamente 100 km² em um corpo alongado estendido por pouco mais de 20 km e com largura média de 4 km (figs. 3, 4). O eixo longitudinal da formação tem a direção N-S entre as latitudes 21°20' e 21°28', encurvando-se para SE e daí para o sul.

3 — NOMES GEOGRÁFICOS

A elevação em estudo, marcada em mapas antigos como serra das Onças é hoje conhecida como serra do Matola, nome originado segundo informam os habitantes, de tradicional família da região.

Além de Ibertioga e Piedade de Minas, dois agrupamentos humanos de pequena importância geoeconômica aparecem já dentro da área estudada. São elas, os vilarejos de Emboabas no extremo norte, e Cachoeirinha no centro sul.

A serra do Matola é um divisor de águas entre o rio das Mortes ao norte e rio Grande ao sul. O ribeirão da Onça, afluente do primeiro, nasce no meio da serra e dirige-se para o norte. O ribeirão dos Cavalos corta a zona sul no sentido leste oeste e deságua no rio Grande. Este por sua vez é assinalado no canto esquerdo inferior do mapa n.º 3 por uma de suas alças de meandro. Os afluentes principais do ribeirão dos Cavalos na zona estudada são o ribeirão da Vargem a oeste e o

córrego da Escola a leste, ambos desaguando pela margem norte daquêle ribeirão.

O ribeirão da Onça é formado pela união dos córregos do Fundão e das Pedras que nascem na serrinha do Wenceslau, um apêndice da serra do Matola. O ponto culminante da região (1.338 m) situa-se no morro do Chapéu Pequeno ao centro da área. E' alongado na direção NE-SW sendo que na ponta SW forma o Pico do Chapéu Pequeno com pouco mais de 1300 m. Outros morros de elevada altitude deixaram de ser assinalados nos mapas. A maior parte dêles não têm nome certo ou nunca foram batizados. Citamos apenas como referência de texto e fotografia, os morros da Vargem e da Pedreira, ambos ao sul da estrada Ibertioga-Piedade.

4 — ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A morfologia das elevações, é à primeira vista irregular. Entretanto se o observador se colocar a leste ou a oeste das mesmas, poderá notar uma tendência para as saliências tomarem a forma de taboleiros ligeiramente inclinados para o sul e com escarpamento de intemperismo e remoção rápida de detritos (cuesta?) mais desenvolvido na face norte (foto 8). Esta feição dá à serra, quando vista de longe, o perfil de denteação de serrote (foto 3). Tal morfologia é perfeitamente concordante com a estrutura geológica. Explica-se por outro lado o fato de só se encontrar afloramentos mais extensos de gnaiss alcalino fresco ao longo daquelas escarpas.

Outro aspecto geomorfológico característico da região é o apresentado pelos amplos anfiteatros em semi-círculo ou crescente. Estas depressões se formam geralmente até 30 ou 50 m acima do nível de base local e são devidas a escorregamentos de solos antigos iniciados provavelmente no terciário, segundo opinião do prof. Octávio Barbosa (comunicação verbal). O processo coluvionar encontra-se atualmente estacionário e com cobertura vegetal. Entretanto são comuns os pontos onde bosorocas recentes abrem novas brechas, tanto nos crescentes de escorregamento como em solo aluvial.

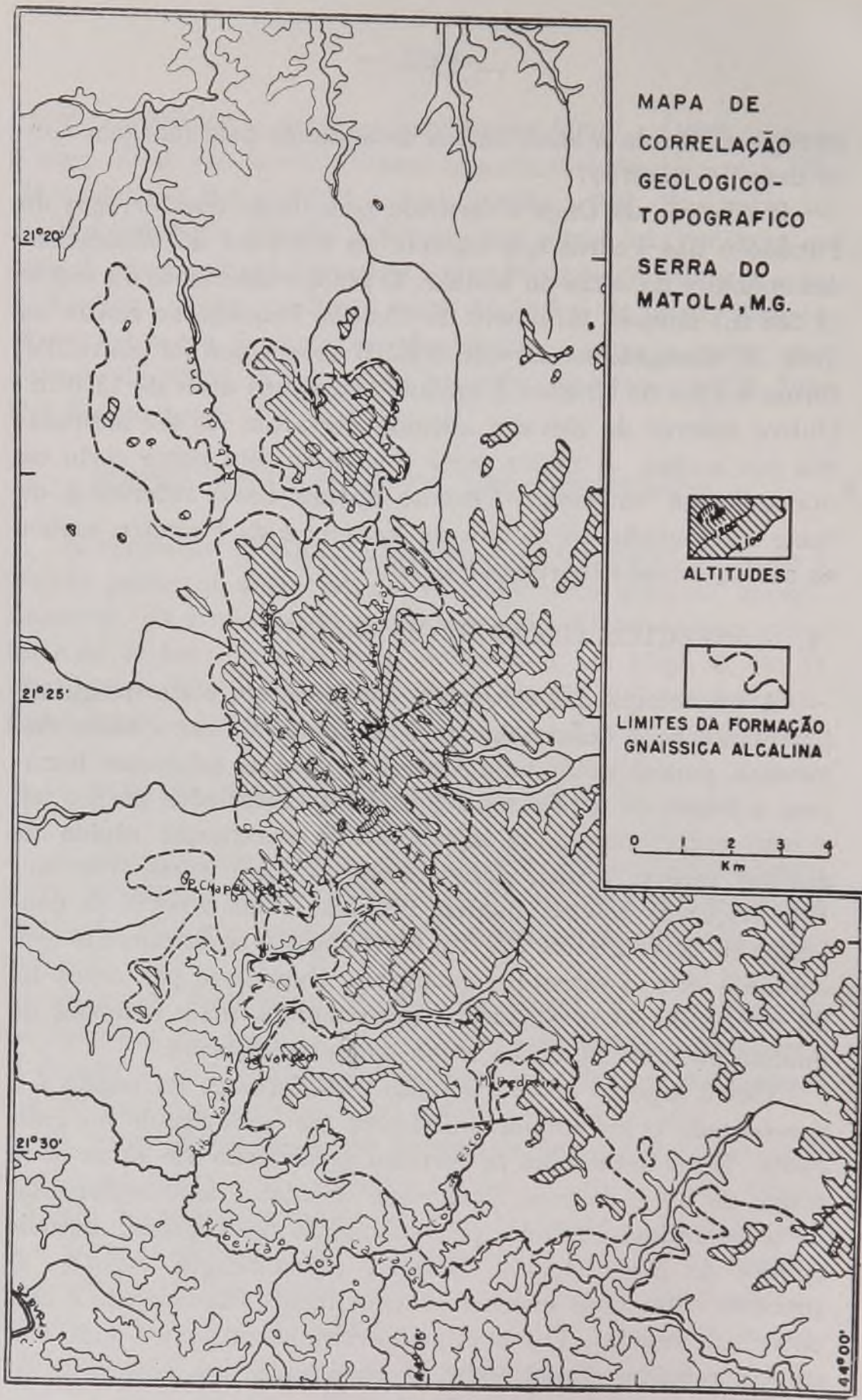


Fig. 3

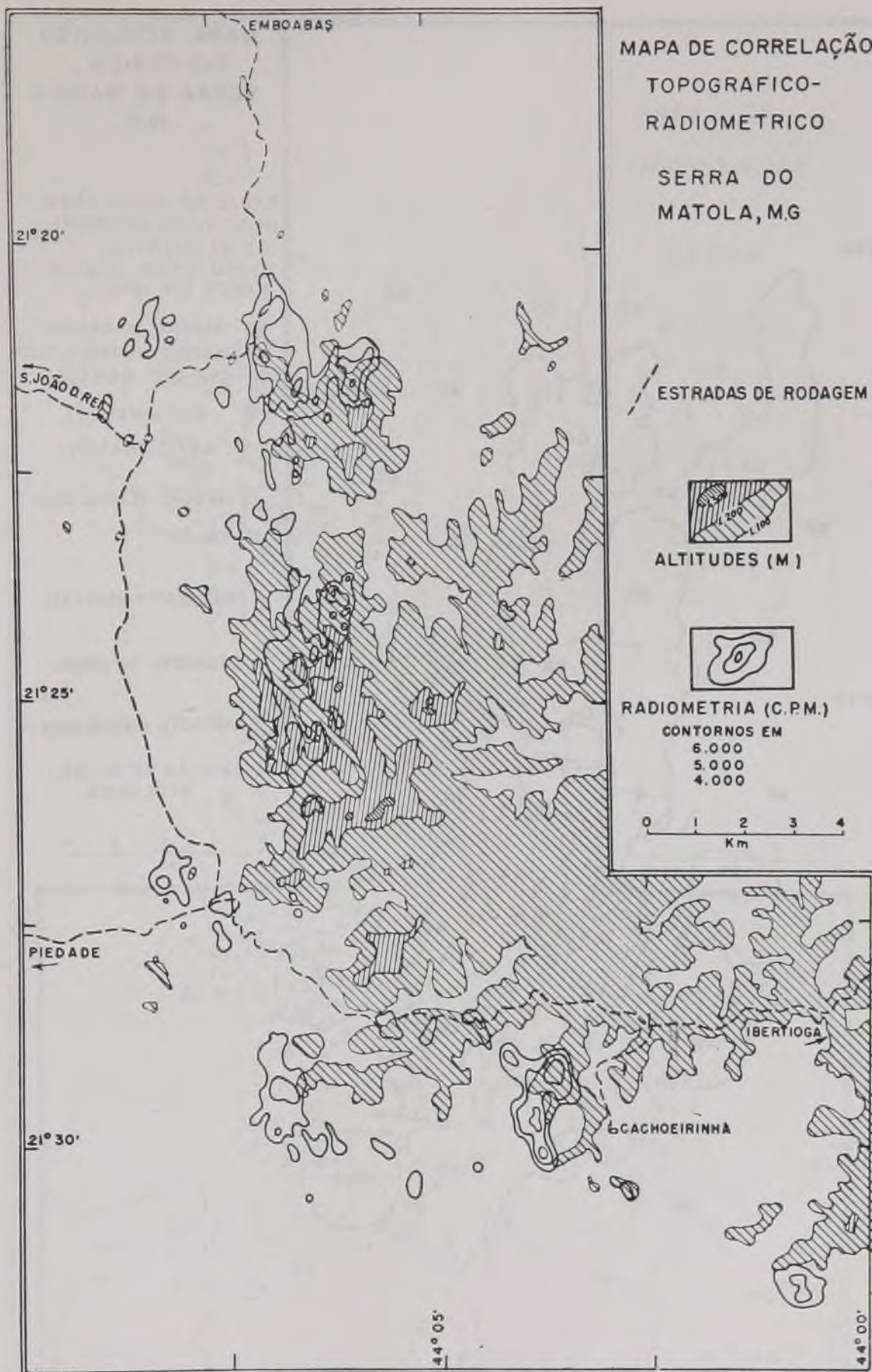


Fig. 4

MAPA GEOLOGICO
TECTÔNICO
SERRA DO MATOLA
M.G.



PROJEÇÃO IGUAL ÁREA
(HEMISFÉRIO INFERIOR)
DE ELEMENTOS
ESTRUTURAIS CONTOR-
NADOS EM 10%

GA - GNAISSE ALCALINO
GC - GNAISSE CHARNOCKÍTICO
GP - GNAISSE PIEDADE

SINCLINAL (?)

ANTICLINAL (?)

LINEAÇÃO PLUNGE 0-20

FALHA

FRATURAS PRINCIPAIS

CONTACTO INFERIDO

CONTACTO OBSERVADO

DIREÇÃO DE SEÇÃO
GEOLOGICA

0 1 2 3 4
Km

21° 20'

21° 25'

21° 30'

44° 05'

44° 00'

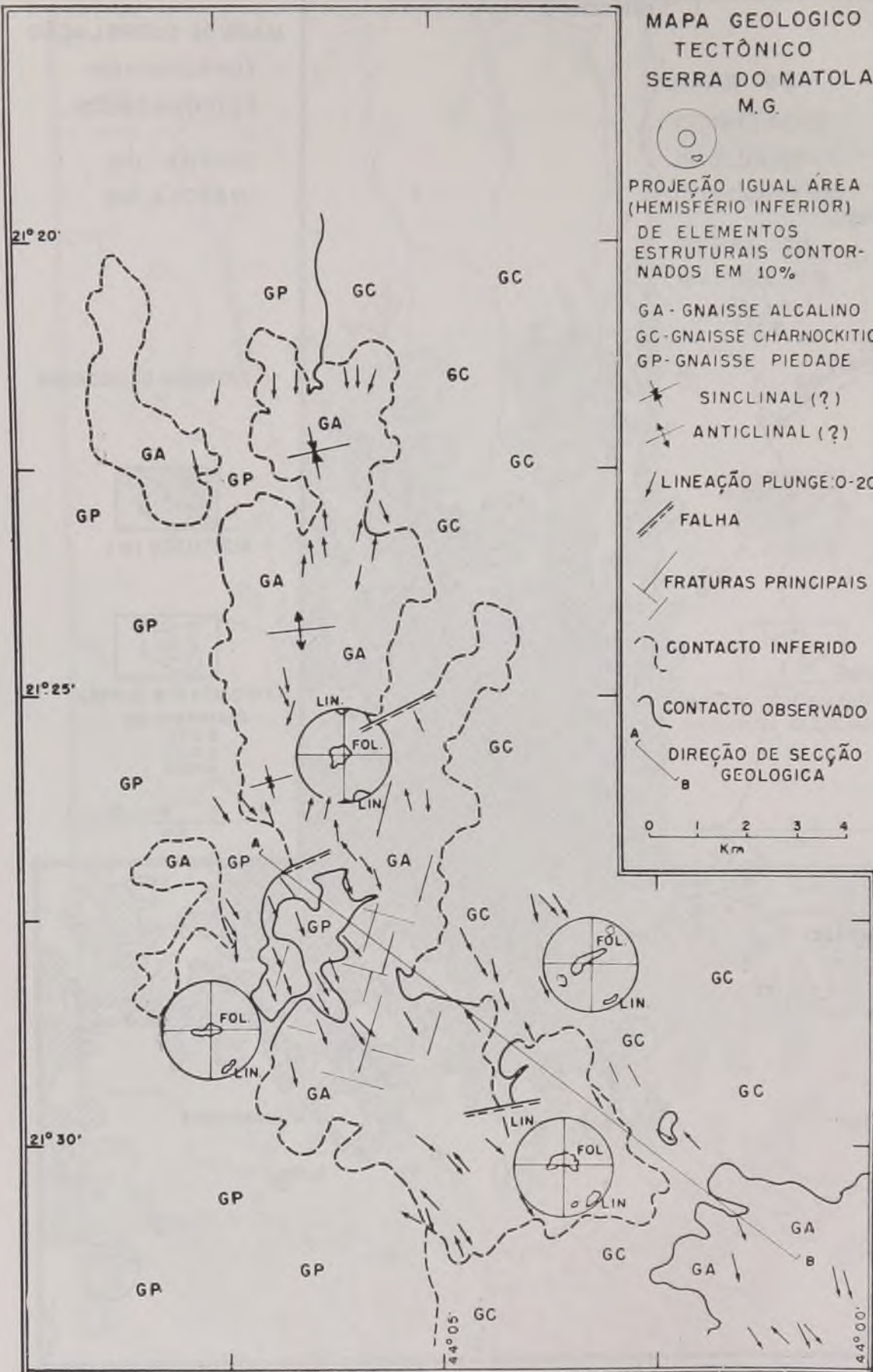


Fig. 5

MAPA DE
OCORRENCIAS

SERRA
DO
MATOLA
M.G.

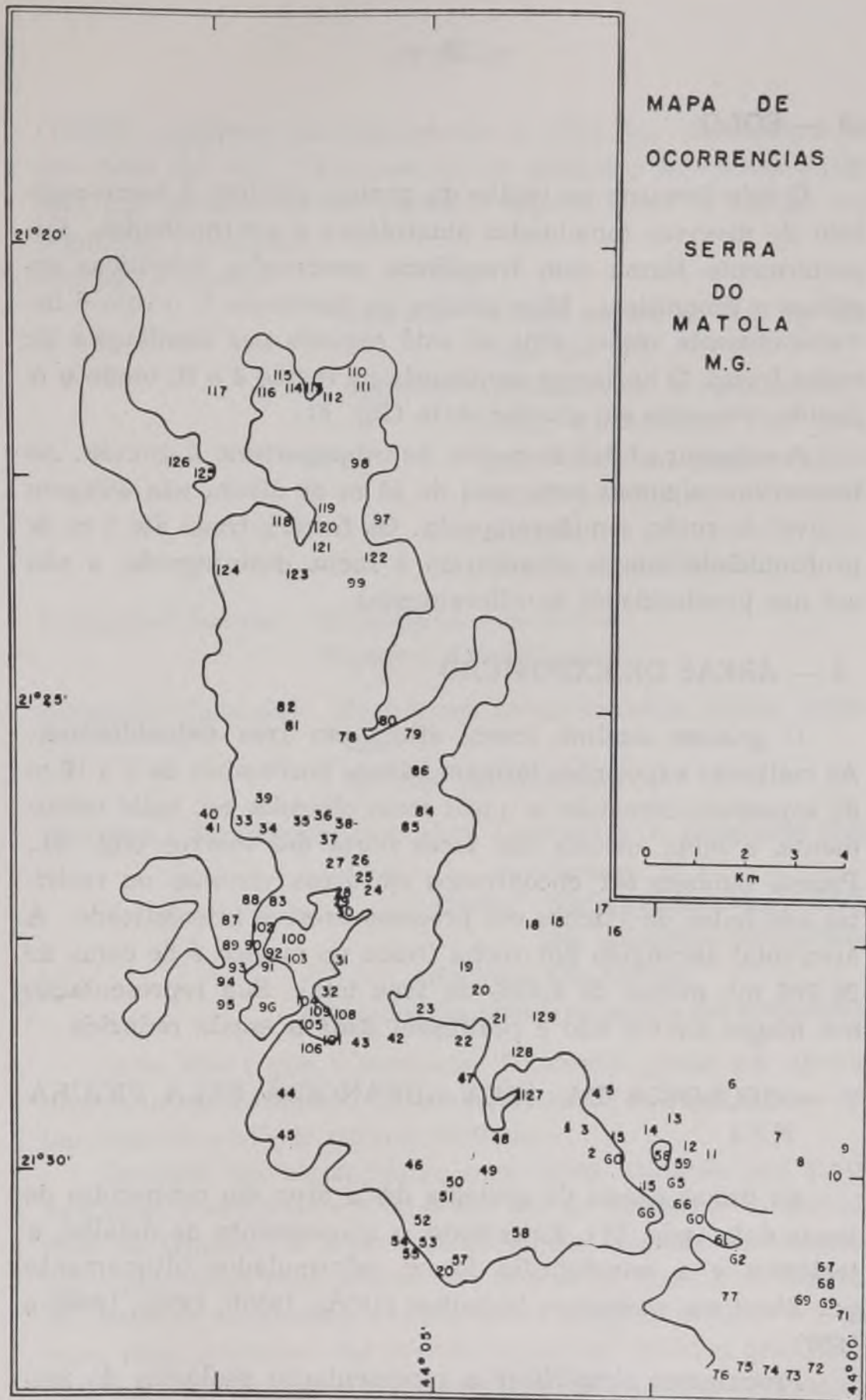


Fig. 6

5 — SOLO

O solo formado na região do gnaiss alcalino é areno-argiloso de diversas tonalidades amareladas e avermelhadas. Superiormente forma com freqüência concreções lateríticas argilosas e limoníticas. Mais abaixo, no horizonte C o solo é invariavelmente róseo. Êste só está exposto nas imediações de rocha fresca. O horizonte dominante na região é o B, tendo o A já sido removido em grande parte (fig. 8).

A espessura total do manto de intemperismo é grande. As bossorocas, algumas com mais de 15 m de altura não atingem o nível de rocha semidecomposta. Os furos a trado até 5 m de profundidade jamais alcançaram a rocha desintegrada, a não ser nas proximidades de afloramentos.

6 — AREAS DE EXPOSIÇÃO

O gnaiss alcalino fresco aflora em área reduzidíssima. As melhores exposições formam bancos horizontais de 5 a 10 m de espessura coroando os picos mais elevados ou, mais comumente, a meia encosta das faces norte dos morros (fig. 8). Podem também ser encontrados em áreas vizinhas ou restritas aos leitos de riachos em processo erosivo intensificado. A área total abrangida por rocha fresca no maciço é de cerca de 20.000 m², menos de 0,05% da área total. Sua representação nos mapas anexos não é praticável dada a escala reduzida.

7 — GEOLOGIA DA AREA ABRANGIDA PELA FIGURA N.º 2

As linhas gerais da geologia desta área são conhecidas de longa data (pág. 17). Entretanto, o mapeamento de detalhe, a tectônica e a estratigrafia foram reformulados ultimamente por Ebert em sucessivos trabalhos (1955a, 1955b, 1956a, 1956b e 1957).

Procuramos simplificar a representação geológica do mapa da fig. n.º 2 reduzindo as formações a quatro unidades. Ebert

(1956b) considera neo-algonquiana a área das vizinhanças de São João Del Rei. Mostra-se aí um conjunto de rochas atingidas por metamorfismo epizonal. Aquêl autor as divide nas seguintes formações:

Formação Prados

Superior: Filitos pretos ao sul de São João del Rei.

Inferior: Metassiltitos de grauvacas e mais raramente, ao sul, grauvacas e conglomerados transformados em filitos argilosos.

Grande discordância

Formação Barroso: Calciofilitos e calcários

Pequena discordância

Formação Carandaí: Grauvacas, conglomerados, xistos listrados

Notável discordância

Formação Tiradentes: Superior: Quartzitos e conglomerados arcozianos

Médio: Metaarcózios, metassiltitos, calcários dolomíticos

Inferior: Quartzitos

Discordância principal acima do Arqueano.

Acha Ebert que a formação Tiradentes possa ser apenas uma fácies do Carandaí. Os contactos entre as duas seriam então simplesmente de carácter tectónico.

Também neo-algonquiana, mas agora atingida por metamorfismo mesozonal é a área ao sul do mapa n.º 2, cortada pelo rio Grande. É a série Andrelândia formada de micaxistos e grauvacas intercalados por bancos de quartzito. Granada, distênio, estauroлита e rutilo como minerais críticos e o carácter mais cristalino das rochas foram os critérios que Ebert usou para estabelecer o tipo de metamorfismo. Esta série ainda não foi subdividida.

Uma área de arqueano indiviso fica compreendida entre aquelas duas manchas neo-algonquianas. Ebert a considera série Barbacena, modificando o conceito de O. Barbosa. A chamada formação Lafaiete, manganesífera, formaria provavelmente a parte mais recente do arqueano. A série Barbacena propriamente dita apresenta as seguintes fácies, segundo Ebert: metabasitos, metassedimentos, gnaisses Piedades e da Mantiqueira, migmatitos e granitos trondhjemíticos.

Encravado neste complexo, no centro do mapa encontra-se o gnaiss alcalino do Matola, suposto por Ebert de idade algonquiana.

Do ponto de vista tectônico, Ebert (1956 a) vê na área em foco grande número de falhas de empurrão, todas com sentido de movimento para o interior (norte). As provas deste processo tectônico o autor as encontra no abaulamento para o norte, dos contactos da formação epizonal de São João Del Rei, nas línguas da série Andrelândia estendidas para leste até quase Santos Dumont, na existência de escamas de rochas arqueanas (migmatitos e anfibolitos) dentro da série Andrelândia, e na superposição desta forma mesozonal sobre a formação Carandaí epizonal, a oeste e fora do nosso mapa. Também a linha de contacto do algonquiano epizonal com o arqueano ao sul de São João Del Rei é uma falha de empurrão ao longo da qual os migmatitos foram transportados sobre os filitos, fenômeno visível no vale do rio das Elvas.

Dentro das zonas arqueanas, falhas de empurrão poderiam ser evidenciados na estrutura imbricada ao sudoeste de Barbacena onde se alternam repetidamente escamas estreitas de arqueano e algonquiano epizonal.

O próprio gnaiss alcalino do Matola seria segundo Ebert uma evidência de empurrão a se julgar pelos elementos estruturais tectônicos. Assim, a lineação corresponde especialmente à forma areal do maciço e aos elementos tectônicos das rochas adjacentes. Em "Levantamento geológico-geofísico da Região de São João Del Rei", Ebert frisa que as deformações e recristaliza-

SECÇÃO GEOLÓGICA A-B MARCADA NO MAPA GEOLÓGICO ESTRUTURAL

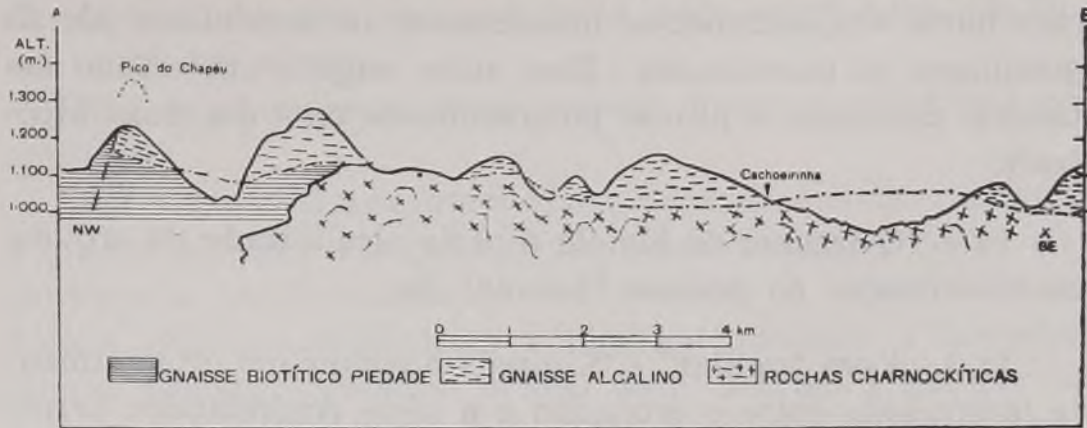


Fig. 7

CORTE HIPOTÉTICO EM MORRO PADRÃO NA SERRA DO MATOLA
RELAÇÕES ENTRE ROCHA VIVA E HORIZONTES DE SOLO

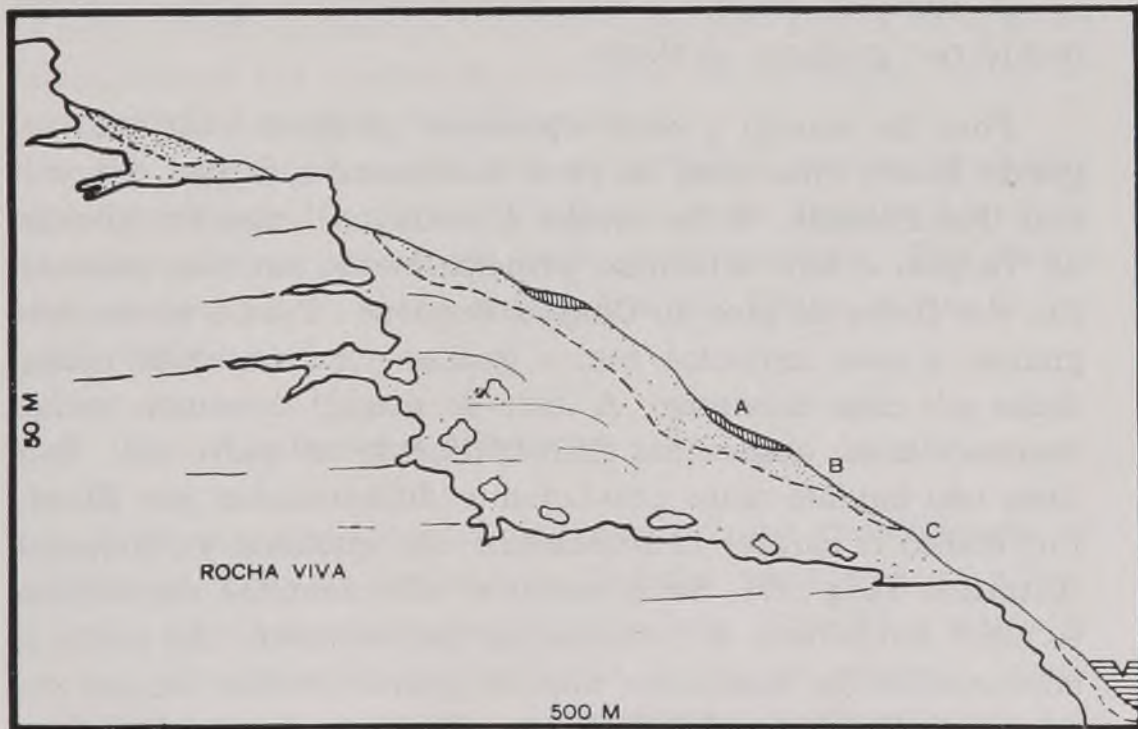


Fig. 8

ções que êste gnaisse sofreu provam a incidência de um intenso processo de movimento sub-horizontal no sentido de sul para norte, enquadrando-se inteiramente no tectonismo pós algonquiano já mencionado. Êsse autor sugere um estudo detalhado destinado a provar possivelmente uma das duas hipóteses:

1a.) O gnaisse do Matola é parte alcalinizada do arqueano (finitização do gnaisse Piedade) ou;

2a.) é um “outlier” (“Klippe”) algonquiano originalmente intercalado entre o arqueano e a série Andrelândia, arrasado sôbre aquêle. O reaparecimento de estreita faixa de gnaisse alcalino ao sul do ribeirão dos Cavalos na base da série Andrelândia parece robustecer esta hipótese.

8 — GEOLOGIA DA SERRA DO MATOLA

a — Descrição geral

A serra do Matola é um maciço formado quase inteiramente por gnaisses alcalinos.

Fora do maciço a oeste aparecem gnaisses biotíticos, segundo Ebert, uma fácies da série Barbacena e à qual denominou tipo Piedade. Estas rochas afloram ao longo do ribeirão da Vargem e seus afluentes, principalmente em suas cabeceiras, nos flocos do pico do Chapéu Pequeno. Para o norte, êsse gnaisse e seus contactos com o gnaisse alcalino então escondidos sob capa eluvionar. A leste do maciço dominam rochas charnockíticas, observadas principalmente na parte sul. Êste tipos não haviam sidos prèviamente diferenciados por Ebert. Entretanto o carácter charnockítico dos gnaisses é altamente distintivo (pág. 87). Seus melhores afloramentos encontram-se até 3 km a leste do povoado de Cachoeirinha. Ao norte os afloramentos se rarefazem mas as poucas rochas frescas observadas são ainda charnockíticas, tanto do tipo ácido como do básico.

O gnaiss alcalino ocupa na área estudada quase tôdas as elevações acima da cota 1.000 m. Os melhores afloramentos são encontrados nos escarpamentos mais acentuados das faces norte dos morros.

Não se observaram nesse maciço diques pegmatíticos ou aplíticos.

Em alguns lugares foram vistos veios de quartzo cortando o gnaiss alcalino a ângulos fortes e nas direções NE-SW: encontram-se indiferentemente em morros ou encostas mais baixas. Não foi confirmada a hipótese aventada (“Levantamento geológico-geofísico de São João Del Rei”) de que às maiores elevações corresponderiam tipos de gnaisses mais quartzosos ou mais ricos de veios de quartzo. Assim, não deve ser simplesmente erosão diferencial a causa do alongamento N-S do maciço. O gnaiss alcalino mais comum é leucocrático de tom róseo, quartzo-feldspático, mostrando freqüentemente leitões enriquecidos de máficos. A variação mineralógica é vertical. Assim, se camadas quartzosas têm atitude horizontal, sendo repetidas em inúmeros níveis paralelos, não há razão para se admitir sua concentração em uma linha N-S, direção atual do maciço. Parece pois que aquela direção de alongamento era realmente a original da formação, talvez ligeiramente espessada tectonicamente.

Em relação às rochas circunvizinhas, o gnaiss alcalino é mais resistente. O gnaiss Piedade é mais desagregável e os gnaisses charnockíticos são mais decomponíveis. Por isso o maciço alcalino se eleva atualmente até 250 m acima da região vizinha.

b — Contactos e estruturas

O gnaiss alcalino exhibe comumente uma gnaissificação de atitude próxima da horizontal. Medidas cuidadosas em afloramentos vizinhos raramente são idênticas. Direção e mergulho variam bruscamente de quadrante devido ao pequeno ângulo de mergulho. No diagrama de densidades de observações contornadas, incluso no mapa da fig. n.º 5 observa-se a pouca varia-

ção de atitudes em torno da horizontal. O contorno de máxima densidade de observações fica ao redor de um polo correspondente a N 60 e mergulho 5° SE. Esta pode ser tomada como atitude média do maciço do Matola.

À esta atitude praticamente horizontal corresponde sem dúvida o contacto com as rochas subjacentes. As poucas observações nas junções são suficientemente claras para a interpretação da forma do corpo da rocha alcalina. Entretanto o contacto preciso está sempre alterado ou escondido tornando impossível a verificação objetiva de qualquer estrutura, especialmente a milonítica. Os melhores pontos para exame são:

- 1) no extremo norte do maciço (Oc. 113);
- 2) numa garganta apertada entre dois morros, no córrego das Pedras, a 1 km de sua nascente (Oc. 80);
- 3) na vertente oeste do morro da Pedreira, fazenda do sr. Vico Alvim (Oc. 137);
- 4) a leste da vila de Cachoeirinha;
- 5) zona sul do pico do Chapéu Pequeno, montante do ribeirão da Vargem;
- 6) nas cabeceiras de um riacho afluente da margem leste do córrego da Escola (Oc. 61).

Ao redor do restante do maciço os contactos estão recobertos por espesso eluvião. Por vêzes foi possível mapear com larga margem de êrro, considerando a cor diferente do solo (vermelho escuro em zonas de charnockito).

A zona crítica para a elucidação das relações estruturais é a 5a. acima referida. É uma região topograficamente movimentada, rasgada por ribeirões em vales escavados profundamente e que se reúnem no principal afluente do ribeirão da Vargem. Formou-se aqui um anfiteatro em cujas encostas apacem numerosos afloramentos. O contacto gnaisse alcalino-gnaisse Piedade fica no lado norte à altura da cota 1.100 mas 3 km para o sul, já no leito do próprio ribeirão da Vargem, encontra-se no cota 1.040. Nesta região é possível determinar um ângulo de mergulho de contacto de pouco menos de 2°. As gnaissificações de ambas as rochas são também praticamente

"DRAG FOLD" EM GNAISSE ALCALINO
Oc. 106

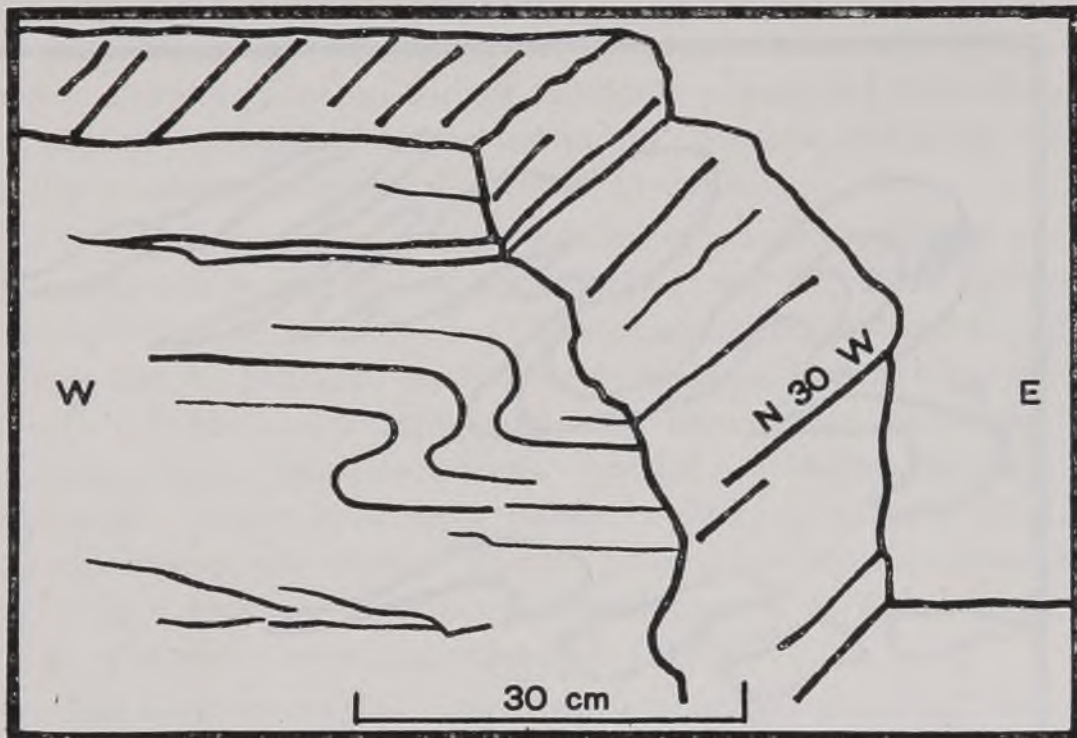


Fig. 9

**"DRAG FOLD" E "BOUDINS" DE QUARTZO
EM SOLO RESIDUAL - OC 129**

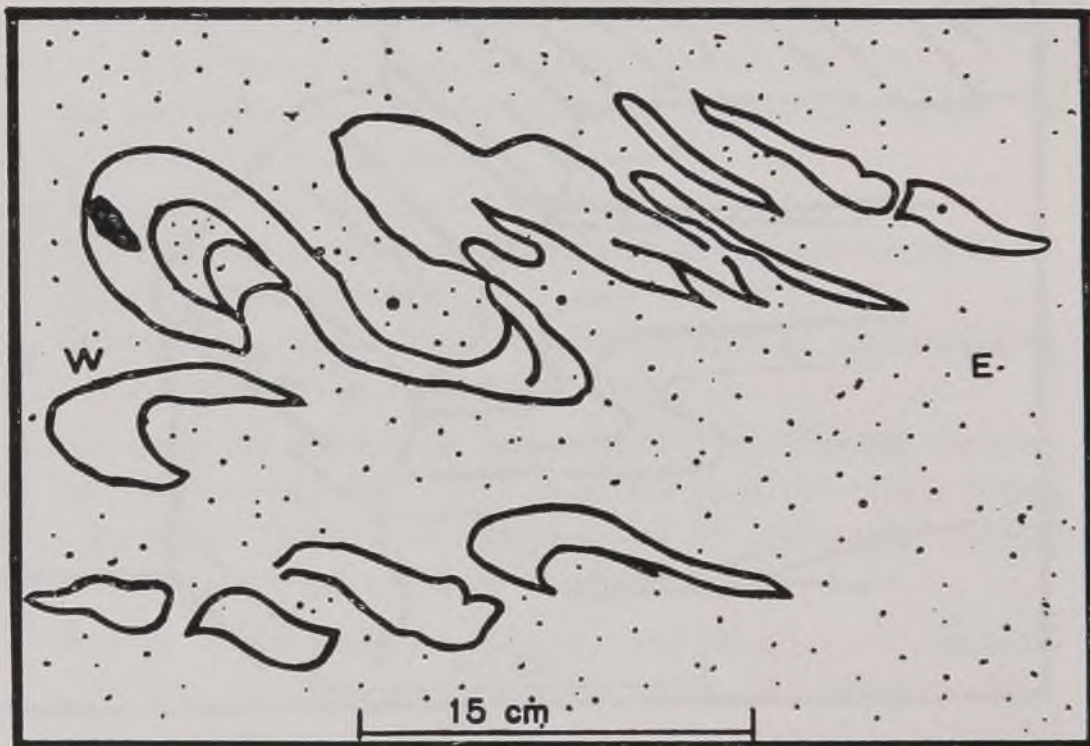


Fig. 10

horizontais e concordantes com o plano de contacto. Êste quadro é o mesmo nas outras exposições onde aparecem vizinhas as duas rochas. No extremo norte do maciço, o contacto, (com gnaissse Piedade) se encontra na cota 1.080 ao passo que 15 a 16 km para o sul, nos afluentes do córrego da Escola, foi encontrado a 1.040 m (contacto com charnockitos).

O exame dos mapas topográficos e geológicos (figs. 3 e 4) e da secção geológica (fig. 7) nos permitem assegurar que as rochas alcalinas formam um corpo tabular de 250 m de espessura mínima em atitude horizontal ou levemente inclinada para o sul, sobreposto a gnaisses com estrutura concordantemente sub-horizontal (gnaisses Piedade).

A situação em relação às rochas charnockíticas a leste, é quase a mesma embora faltem melhores exposições. Observa-se porém que os ângulos de mergulho aqui são em geral um pouco maiores que para os gnaisses Piedade.

O contacto gnaissse Piedade-gnaissse charnockítico passa por baixo do manto de gnaissse alcalino (fig. n.º 5). Deve aparecer ao longo do ribeirão dos Cavalos, que por circunstâncias várias não foi visitado. Ao sul, na fazenda do Rabelo (Oc. 55) foram encontradas próximas as duas rochas mas não conseguimos, dada a precariedade de exposição, relacioná-las espacialmente. O contacto deve porém, correr na direcção N S, acompanhando por baixo o maciço alcalino em seu alongamento. Esta direcção é estranha, se considerarmos as linhas tectônicas que prevalecem regionalmente (NEE).

Das duas formações inferiores, uma, a dos gnaisses Piedade, está localizada normalmente na região, tendo sido mapeada por Ebert nos arredores da cidade de Piedade de Minas até o rio Grande. Já a formação charnockítica aparece aqui surpreendentemente. No sudeste mineiro, citam-se rochas e fácies semelhantes, apenas na série Juiz de Fora em zona de ocorrência situada a mais de 60 km para o sul (Rosier, 1957).

Uma forte lineação foi notada em numerosas ocorrências de gnaissse alcalino. E' caracterizada apenas mineralógicamente (pág. 42). O "plunge" desta estrutura é distintivo para a

região; poucos graus para NW mergulhando levemente para o sul. A projeção dêstes elementos em rêde de Schmidt mostra que sua atitude média é N 24 W mergulhando 8° para o sul (fig. n.º 5).

No extremo norte do maciço (Oc. 111), a leste do morro da Pedreira, ao sul e em outro lugares junto às bordas do corpo alcalino, a foliação desaparece, completamente obliterada por forte lineação que imprime à rocha um aspecto de acha de lenha.

Observa-se sempre contraste petrográfico entre gnaisse alcalino e gnaisse Piedade. Apesar disso a microscopia revelou certos aspectos texturais relacionáveis, bem como alguns característicos mineralógicos comuns a ambas as rochas, em regiões de contacto imediato.

Foram inferidas algumas falhas ao longo das bordas do maciço do Matola. Uma, na vertente norte do pico do Chapéu Pequeno mostra um levantamento do bloco norte (gnaisse Piedade) que se encontra, pois, em nível de altitude anormal. Parece, aqui como nas outras falhas, que um empurrão arrastou do sul para o norte o gnaisse alcalino, o qual em zonas de irregularidade maior do embasamento provocou falhas secundárias com mergulho para o norte. A continuação do esforço tangencial de empurrão provocaria assim um acavalamento de blocos do norte sôbre os do sul. Na secção geológica (fig. 7), o exagêro da escala vertical não permitiu expressar o real valor angular desta falha. É pouco inclinada, provávelmente ao redor de 30°.

Esta e outras falhas do mesmo tipo, foram supostas apenas pela situação anormal do embasamento. No campo, os afloramentos não permitem observação direta de zonas milonitizadas.

Algumas pequenas falhas de empurrão foram entretanto notadas abaixo do contacto basal do gnaisse alcalino. O gnaisse subjacente está aí completamente alterado mas com estruturas conservadas. As melhores localidades para a observação do fenômeno são as ocorrências 101 a sudoeste do pico do Cha-

FALHA DE EMPURRÃO CORTANDO
VEIO DE QUARTZO EM ROCHA ALTERADA
Oc. 66

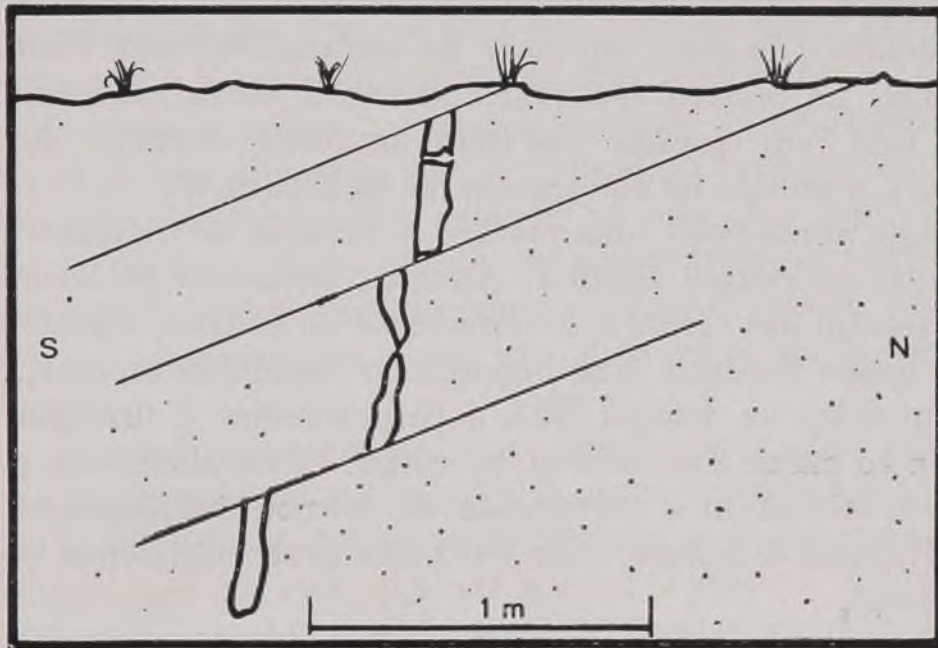


Fig. 11

péu Pequeno e 66 (fig. 11) na ladeira sul de Cachoeirinha. As atitudes e deslocamentos relativos concordam com um quadro de empurrão para o norte. Salienta-se entretanto, que estas evidências de falhamento sub-horizontal jamais foram encontradas no corpo de gnaiss alcalino pròpriamente.

Contrariamente ao esperado, as estruturas de pequena escala no gnaiss alcalino mostram movimentação em direção aproximadamente E W. A fig. 9 e as fotos 12 e 14 da Oc. 106 (morro da Vargem) evidenciam uma forma de “drag fold” em que se pode inferir um movimento de W para E. Algumas outras raras ocorrências de gnaiss alcalino, fotos 10 e 11 apresentam também indícios de movimentação E W na contorsão de camadas quando observadas de norte ou sul. Já na zona charnockítica do leste, em corte da estrada Ibertioga Piedade (Oc. 129) foi possível observar claramente outra estrutura de “drag fold” em camada quartzosa de rocha alterada. Aqui. (fig. 10), o sentido de movimento foi de E para W.

Resta ainda fazer uma menção a fraturas ou diáclases encontradas no maciço alcalino. Além da separação praticamente horizontal das camadas heterogêneas do gnaiss, alguns sistemas quase verticais têm importância tectônica especial.

Um deles na direção NEE é perpendicular à lineação da rocha e ao maior alongamento do corpo. E' relativamente pouco desenvolvido mas certamente se formou tensionalmente. Suas fraturas dilatadas estão em parte preenchidas por veios de quartzo.

Um segundo sistema muito bem desenvolvido na zona sul do maciço (mapa n.º 5) é composto de duas direções preferenciais de fraturamento vertical, ambas a 45º da lineação. As diáclases não são preenchidas e a situação geométrica indica sua formação por esforço cizalhante (Billings, 1959) (foto 9).

9 — INTERESSE ECONÔMICO ESPECIAL. RELAÇÃO ENTRE ALTOS TOPOGRÁFICOS E RADIOMÉTRICOS

Já foi referido na introdução, que a área da serra do Matola apresentava interesse especial para minerais radiotivos,

desde que os mapas radiométricos acusavam manchas de forte anomalia. Preocupamo-nos inicialmente em estabelecer uma relação rocha-solo-anomalia. Construimos o mapa da fig. n.º 4 em que se acham contornadas as manchas de anomalia com contagens de 4, 5 e 6.000 C. P. M. A observação direta no campo e as perfurações a trado provaram que estas áreas abrangem quase totalmente zonas de solo profundo.

A superposição de anomalias em mapa topográfico sugere ainda que os altos radiométricos devem cair sôbre concentrações coluviais. Assim, ao norte do maciço as manchas se deslocam para o norte nas vertentes dos riachos que correm naquele sentido. Na borda oeste as manchas se afastam dos picos topográficos para oeste; à sudoeste as manchas se dirigem para sudoeste e ao sul elas estão transportadas para o sul. Seguem pois sempre no sentido da drenagem radial do maciço.

O mineral radioativo desintegrado da rocha fresca no alto dos morros deve ter, por decomposição intempérica, produzido minerais secundários estáveis no solo. Em capítulo especial fornecemos dados que levam a acreditar na formação de equivalente amorfo de torogumita, mineral estável em condições de intemperismo e por isso susceptível de concentração em solos.

Já que as manchas de altos radiométricos estão associadas a altos topográficos da maneira descrita, compreende-se a existência de faixas de baixos radiométricos bem marcados ao longo dos vales dos ribeirões que cortam o maciço. Afora estreita faixa de aluvião estéril, dominam nestas zonas os gnaisses Piedade pouco allanítico ou os gnaisses charnockíticos não allaníticos. Caso ocorra, gnaisse alcalino, êste estará, representado por restos basais pouco espessos e portanto com massa insuficiente a causar aumento de contagens em detector aéreo.

F — MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Achamos mais conveniente estudar as rochas em grupos separados por apresentarem nítidos traços diferenciais. Sempre que possível entretanto, far-se-á a descrição de subtipos.

Examinamos ao microscópio 80 lâminas delgadas compreendendo gnaisses alcalinos, biotíticos e charnockíticos. Quando surgia suspeita de algum novo mineral ou nova variedade, foram determinadas suas propriedades ópticas, pelos métodos indicados anteriormente.

De 33 ocorrências foram preparadas lâminas montadas sem lamínula para fins de autoradiografia. Depois de devidamente anotados os resultados, foram elas recobertas com bálsamo do Canadá e lamínula, sendo então adicionadas às demais para estudos ópticos.

O número das amostras corresponde ao das ocorrências marcadas em caderneta de campo e projetadas no mapa guia da fig. n.º 6.

1 — GNAISSE ALCALINO

a -- Descrição macroscópica

O tipo mais encontrado desta rocha é leucocrático em diversos tons róseos e salpicado em maior ou menor quantidade por pontos verdes (piroxênios) ou pretos (anfibólios). É característica a presença em muitos leitões semialterados de pontos ou lentículas de até 1 mm de leucoxênio amarelo (alteração de titanita). A estrutura pode ser forte até fracamente foliada, sendo as bandas determinadas por variação mineralógica; faixas ou lentes mais escuras são ricas em máficos e faixas claras são mais quartzo-feldspáticos. Podemos neste ponto fazer a diferenciação de um subtipo de gnaisse alcalino. Por razões de ordem mineralógica chama-lo-emos, gnaisse shonkinítico. Nada mais é que o gnaisse alcalino melanocrático mostrando os mesmos minerais. Sua forma de ocorrência não é perfeitamente conhecida, dada a raridade de afloramentos mas o paralelismo de foliação com os gnaisses leucocráticos mostra inequivocamente que se trata de ocorrência em camadas concordantes inclusas na rocha principal.

No maciço do Matola, é freqüente a observação de finas camadas quartzosas acentuando a foliação da rocha. Em de-

terminadas zonas (foto 16), a foliação cede lugar a uma lineação proeminente que também é definida mineralògicamente pelo agrupamento preferencial unidimensional de minerais máficos ou quartzo.

b — Descrição microscópica e estudo mineralógico

A **textura** da rocha apresenta características de recristalização metamórfica (fotom. 8-12); falta de idiomorfismo da maior parte dos minerais componentes, boa endentação e limpidez. Distinguem-se três unidades texturais: porfiroblastos, matriz e camadas quartzosas. Cristais maiores formam porfiroblastos bem destacados com embainhamentos e inclusões em estrutura poiquiloblástica. O aspecto textural global é o de uma rocha blastoporfirítica com matriz xenoblástica e granoblástica à maneira de granulitos. Alongamento não é pronunciado com excepção de anfibólios (paralelo a **c**) que, quando mais freqüentes, imprimem à rocha uma nítida estrutura xistosa e lineada. Também os grãos de quartzo nas concentrações monominerálicas podem ser um tanto alongadas paralelamente às camadas mas a forma individual não pode ser correlacionada a planos reticulares conhecidos. As camadas de quartzo exibem de maneira mais comum, textura granoblástica pavimentosa com justaposição perfeita dos grãos.

A matriz leucocrática é normalmente quartzo-feldspática mas a contribuição de quartzo é parcimoniosa. Mais raramente a matriz em largos trechos da rocha pode ser inteiramente feldspática (Oc. 106).

Por vêzes os minerais máficos (piroxênio ou anfibólio) dominam volumètricamente sôbre os feldspatos, dando origem aos gnaisses shonkiníticos.

A granulação média da rocha na matriz quartzo-feldspática fica entre 0,1 e 0,3 mm. Os grãos de quartzo nas camadas monominerálicas são em geral um pouco maiores com dimensões ao redor de 0,7 mm. Finalmente os porfiroblastos medem de 0,8 a 1,5 mm. Algumas ocorrências fogem dêstes padrões podendo a granulação média da matriz atingir 0,8 mm (Oc.

92). Procurou-se fazer um estudo sistemático de granulação com o fim de mostrar alguma variação do tópo à base da formação. A falta de afloramentos verticalmente contínuos por mais de 10 m impediu a continuação dêste trabalho. Registre-se entretanto uma tendência notada pelo autor, para as rochas de alto de morro apresentarem em média granulação mais fina que as da base da formação. A oc. 92 acima mencionada fica exatamente no contacto basal.

Em nenhuma lâmina se notaram vestígios de cataclase geològicamente recente, tais como: microgranulação, extinção ondulante anormalmente forte, deformações de geminação, microfalhas, sericitização e cloritização. Todavia, o aspecto geral poderia sugerir uma milonitização antiga com posterior recristalização dos porfiroclastos e componentes da matriz. A secreção da sílica e sua cristalização em faixas quartzosas tem sido atribuída a êsse processo.

O **quartzo** dos gnaisses alcalinos apresenta-se em duas formas principais. Nas camadas monominerálicas mostra grãos mais grosseira, textura pavimentosa e extinção ondulante facilmente visível mas não excepcionalmente acentuada. Com êste aspecto, está presente em tôdas as ocorrências mas em algumas (Oc. 37, 69b, 77a, 99b e 114a) a lâmina não os apanhou. Na realidade êstes leitos podem faltar completamente em bancos espessos da rocha. Normalmente forma grãos alotriomórficos ou xenomórficos com alongamento discreto ou ausente. A extinção ondulante entretanto se faz em setores que são claramente paralelos ao eixo **c** (óptico) do mineral. Uma segunda forma de apresentação do quartzo é a de grãos minúsculos quase sempre arredondados espalhados em pequena quantidade (1 a 5%) pela matriz feldspática. A orientação óptica preferencial para êste tipo de quartzo parece ser diferente da observada nos cristais de leitos. Finalmente requer menção, inclusões de quartzo extremamente pequeno em porfitoblastos de microclínio.

O **feldspato potássico** é, dentre os félsicos da rocha o mais importante quantitativamente. Apresenta-se também em duas formas principais. Como porfiroblastos e como componente

anhedral da matriz quartzo-feldspática. Os porfiroblastos são sempre pertíticos (fotom. 18) contendo inclusões de quartzo, magnetita e agulhas finíssimas de mineral transparente não identificado (sillimanita?). A albita pertítica apresenta-se sob a forma de línguas bem individualizadas mas em certas ocorrências também em numerosas lentes finas paralelas. Os porfiroblastos são esparsos e raramente apanhados em lâminas. Já o feldspato da matriz é mais límpido e nunca se apresenta pertitizado. Forma grãos absolutamente anhedrais.

A geminação gradeada do microclínio está nitidamente desenvolvida em determinadas amostras, em outras é muito vaga aparecendo como sombra apenas nos contactos com minerais vizinhos. Passagem entre êstes dois tipos foram notadas. Julgamos que a triclinicidade dêstes minerais é acentuada, como mostram as extinções no quadro abaixo. Estas e outras propriedades ópticas (2 V p. ex.) indicam que o gnaiss alcalino é formado por **microclínio** mal ou bem geminado, sendo excluída a possibilidade de existência de ortoclásio monoclinico.

Algumas observações ópticas estão relacionadas abaixo:

N.º da Ocorrência	X:a em (010)	Z:b em X	N _y	2V _x	Geminação de microclínio
24	5º	12º	1,526	62-68º	mal definida
36	6º	16º	1,526	64-70º	mal definida
39	6º	15º	1,524	58-68º	mal definida
61	6º	14º	1,525	60-68º	mal definida
99	5º	15º	1,523	62-70º	mal definida
23	5º	15º	1,524	65-70º	regular
42	6º	14º	1,525	66-75º	regular
62	5º	12º	1,525	68-78º	regular
27	5º	15º	1,525	72-82º	bem definida
45	6º	13º	1,525	74-82º	bem definida
62	6º	14º	1,525	72-80º	bem definida
94	6º	12º	1,524	70-74º	bem definida

Com exceção de 2 V não se determinaram variações regulares das propriedades. Em geral estão dentro dos limites de erro experimental. Podemos assim caracterizar o feldspato potássico, como um microclínio de 2 V tanto maior quanto mais

bem definida sua geminação. Segundo os diagramas de Tuttle (1952) reproduzidos em Tröger (1956), e que relacionam opticamente as moléculas de Or e Ab ($Ab_{93} An_{07}$), o feldspato em questão teria Ab_5 a 10 se considerarmos a extinção X:a; Ab_{30} se usarmos a curva de N_y ; e Ab_0 a 40 se empregarmos a curva de 2 V. Não sabemos a que atribuir esta discrepância. É possível que as curvas publicadas não estejam corretamente projetadas, tanto mais que os conhecimentos sobre feldspatos alcalinos estão longe de serem definitivos (Cf. “Cursillos y conferencias del Instituto Lucas Mallada”). Para fins de cálculo químico adotamos uma média entre aqueles valores obtidos, isto é, $Or_{80} Ab_{20}$.

A ocorrência de pertita unicamente em porfiroblastos e a associação microclínio-albita em grãos individualizados na matriz parece mostrar que todo o feldspato sofreu demisturação parcial. O processo de migração e recristalização em cristais independentes teria sido naturalmente mais completo na matriz fina já que os íons teriam menores distâncias a percorrer. (Edwards, 1954).

A variação no grau de perfeição da geminação e, paralelamente, no valor de 2 V parece estar ligada à variação de obliquidade (ordem estrutural) no microclínio (MacKenzie, 1952) havendo também correlação entre obliquidade e temperatura de formação do mineral (MacKenzie e Smith, 1961). No caso presente deveríamos pensar que os feldspatos se formaram em temperaturas diferentes nos diversos níveis da rocha. De qualquer modo a temperatura de formação mais alta teria sido inferior a 500° segundo Heier (1961). Esta seria a linha divisória entre os fácies granulíticos e os anfibolíticos, e também a temperatura de transformação ortoclásio-microclínio em condições geológicas normais.

Plagioclásio é o outro feldspato encontrado, agora, sem exceção nos gnaisses alcalinos. Raramente (Oc. 114) forma porfiroblastos e nestes casos, parece crescer com a pertitização progressiva de feldspato potássico. Sua presença é todavia constante na matriz quartzo-feldspática sob a forma de pequenos cristais anhedrais límpidos. Quando em tama-

nho mais avantajado pode mostrar inclusões numerosas de epidoto. Geminação “lei da Albita” embora comum não é universal. A aparência não geminada é real e não devida a simples orientação de corte. O exame em secções normais às duas clivagens e orientações apropriadas em platina universal o provaram. A falta de geminação e estrutura zonada bem como limpidês e tamanho diminuto dos grãos em muitos casos torna difícil a diferenciação do mineral em relação ao feldspato potássico. Quando se percorre a lâmina em platina integradora a única possibilidade de distinção jaz no relêvo maior para o plagioclásio. Em áreas de contacto quartzo-plagioclásio entretanto, pouca é a diferença que se faria de um contacto quartzo-feldspato potássico. Assim, é possível que as quantidades relativas de plagioclásio e feldspato potássico nas análises modais estejam sujeitas também ao êrro de apreciação visual, que, deve ser pequeno dada a longa experiência do autor.

A determinação do conteúdo de anortita foi obtida ópticamente usando-se platina universal e aplicando-se curvas especiais construídas por Turner (1947). Os resultados mostraram que o plagioclásio é praticamente invariável em composição; An_{07} o que equivale a uma albita cálcica. São estas as propriedades determinadas:

$$\begin{array}{rcl} N_x & = & 1,532 \\ N_y & = & 1,535 \\ N_z & = & 1,541 \\ \hline N_z - N_x & = & 0,009 \\ 2 V_z & = & 82^\circ \end{array}$$

Corte perpendicular a X; Z: (010) = 77°

Corte perpendicular a X; Z: (001) = 11°

Corte perpendicular a a; X': (010) = 12°

Máxima extinção simétrica em zona perpendicular a (010) = 15°

Em um único caso (Oc. 122) determinou-se plagioclásio mais cálcico. E' um oligoclásio An_{12} com estas propriedades:

$$\begin{aligned}N_x &= 1,534 \\N_y &= 1,538 \\N_x &= 1,543 \\2V &= 90^\circ\end{aligned}$$

Foi observado em rocha encontrada junto ao contacto basal, com algumas outras características intermediárias entre gnaiss alcalino e Piedade.

Não se notaram geminações do tipo do Periclínio, Carlsbad ou outras complexas. De acôrdo com Turner (1951) êste fato indica que a rocha caso tenha sido ígnea, foi completamente recristalizada durante o metamorfismo. Falta de zoneamento é outra circunstância apontando a mesma consequência.

O **piroxênio** encontrado no gnaiss alcalino apresenta-se invariavelmente formando porfiroblastos com contornos embainhados. Encontra-se esparso em pequena quantidade, salvo nos tipos shonkiníticos. Observa-se uma tendência à acumulação dêste mineral em determinadas camadas, quando então se associa com os outros máficos e acessórios. As inclusões mais diversas podem ser nele reparadas, mórmente as de quartzo. Em um tipo shonkinítico o piroxênio está intimamente ligado à granada cálcida.

Em cinco amostras, onde se supunha por critério visual (côr) existir piroxênios com composição gradualmente variada, foram feitas determinações de 2 V, X: c, índices, birrefringência e fórmula pleocróica. Não padece dúvidas a caracterização do piroxênio como augita egirínica ou egirinaugita. A composição aproximada em têrmos de moléculas Au e Eg foi inferida de curvas para X: c, 2 V e índices apresentadas por Tröger em diagramas especiais. Para êsse fim, não se computou a birrefringência pois os valores obtidos se mostraram pouco variáveis e sujeitos a êrros mais ou menos grandes (ver tabela).

A projeção dos valores de X: c, 2 V e birrefringência sôbre abcissa marcada com índices de refração para cada ocorrência torna mais clara a variação do piroxênio entre os extremos encontrados (fig. 17). A despeito das determinações terem sido pouco numerosas, elas se projetam sôbre curvas razoável-

Composição de piroxênios nos gnaisses alcalinos

Ocn.	X:c	2V _z	N _z	N _z	N _z -N _x	Pleocroismo	Composição
111	35	79	1,750	1,719	0,031	X;verde esmeralda Y~Z;verde amarelado	Au ₈₀ Eg ₂₀
111'	36	68	1,732	1,701	0,031	X;verde esmeralda Y~Z;verde amarelado	Au ₈₈ Eg ₁₂
61	38	67	1,717	1,687	0,030	X;azulado claro Y~Z;esverdeado claro	Au ₉₁ Eg ₀₉
91	44	63	1,712	1,682	0,030	X;azulado claro Y~Z;esverdeado claro	Au ₉₅ Eg ₀₅
102	46	57	1,711	1,681	0,030	X;azul muito claro verde muito claro	Au ₉₇ Eg ₀₃

mente regulares e concordantes com as de Tröger. Acreditamos por isso que não haja no piroxênio outras moléculas dissolvidas (jadeita p. ex.) além das de augita diopsídica e egirina.

A faixa de variação; Eg_3 a Eg_{20} é relativamente estreita. Adotamos, para cálculo químico o valor intermediário de Eg_{10} . Não se pode estabelecer uma regra de ocorrência para os tipos mais ou menos sódicos em relação ao nível no corpo alcalino. Um determinado tipo tanto pode aparecer junto à base como no tampo do maciço. Parece assim que a alcalinidade maior ou menor da rocha está ligada à composição variável dos leitos da rocha original.

Em escala microscópica foi possível observar que a egirinaaugita mais sódica está parageneticamente ligada aos anfibólios mais sódicos bem como a maiores quantidades de acessórios, especialmente allanita e titanita.

O **anfíbólio** tem ocorrência mais generalizada. Apresenta-se comumente em pequenos cristais prismáticos com os eixos c em orientação preferencial paralela ao acamamento e lineação. São muito raros os anfibólios com dimensões maiores, a semelhança de porfiroblastos. Seu aparecimento se faz independentemente da ocorrência do piroxênio. Em certos leitos pode haver contiguidade entre os dois minerais mas não foi possível apontar um caso claro de substituição ou reação. Apresentam poucas inclusões, algumas produzindo halo pleocróico (allanita).

Embora seja difícil computar dados precisos pode-se suspeitar de uma preferência de anfíbólio para crescer em camadas com microlínio de baixa temperatura. Por outro lado o piroxênio costuma ocorrer em zonas de microclínio possivelmente de maior temperatura.

As propriedades ópticas do anfíbólio estão sumariadas na tabela anexa:

O pleocroismo e as propriedades ópticas gerais mencionadas indicam uma horblenda do grupo da **hastingsita**. No diagrama da figura 16, os valores de $Z:c$, $2V$ e birrefringência estão projetados, para cada espécimen, sobre a abscissa com valores crescentes de índices. Êstes foram tomados como indi-

Oc n.	Z:c	2Vz	N _s	N _z	N _z -N _r	Pleocroismo
111	15	23	1,703	1,687	0,016	X;pardo Y;verde escuro Z;azul es- curo
106b	19	38	1,690	1,672	0,018	X;verde amarelado Y;verde oliva Z;azul escuro
61	17	45	1,686	1,662	0,024	X;amarelo esverdeado Y;verde oli- va Z;azul esverdeado
77	19	56	1,678	1,656	0,022	X;amarelo esverdeado Y;verde oli- liva Z;azul
92	18	65	1,675	1,655	0,020	X;amarelo claro Y;verde oliva Z;azul esverdeado
91	21	64	1,668	1,642	0,026	X;amarelo claro Y;verde oliva Z;azul esverdeado
102	19	72	1,662	1,638	0,024	X;amarelo claro Y;verde oliva Z;azul esverdeado

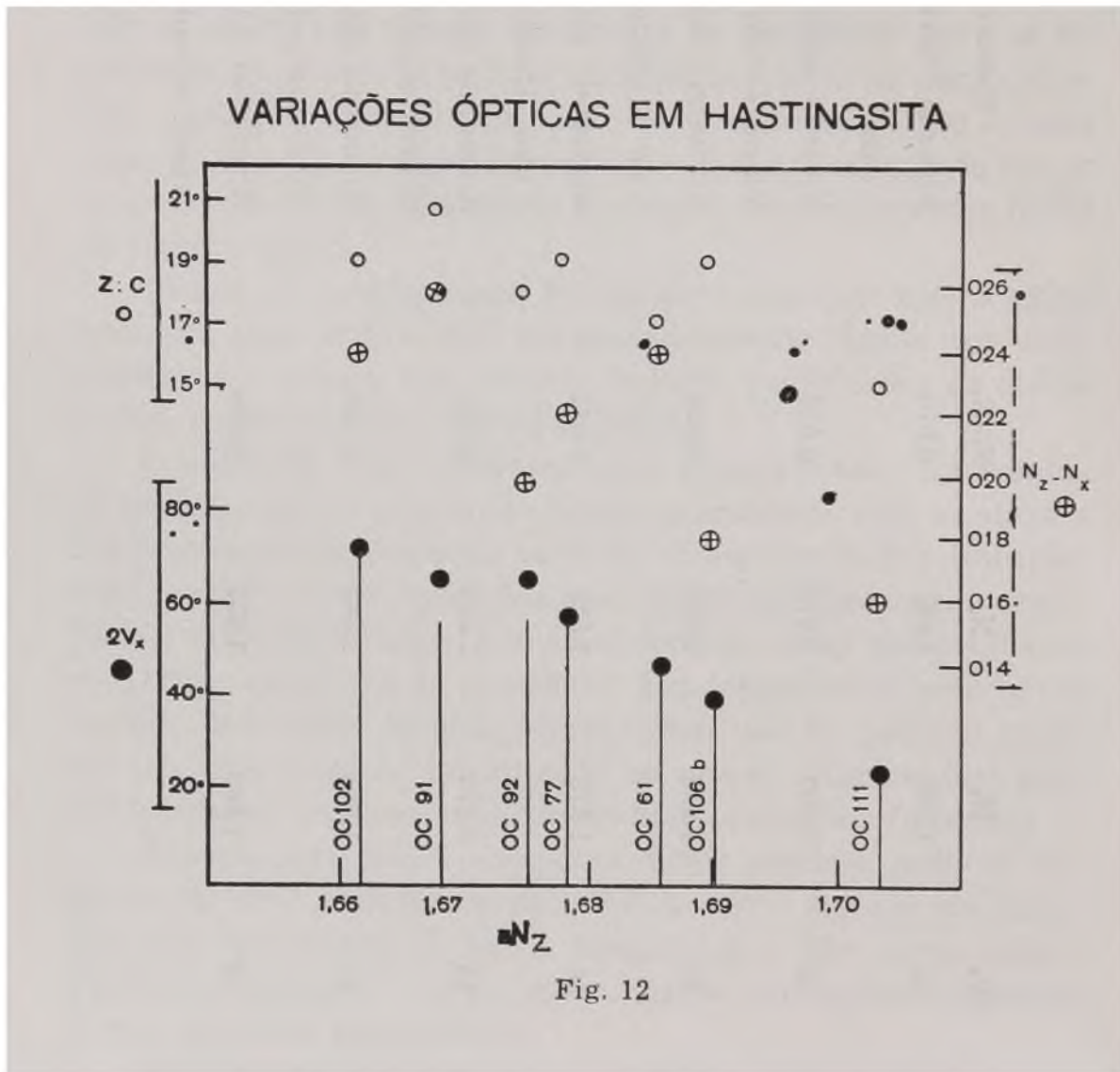


Fig. 12

VARIAÇÕES ÓPTICAS EM EG-AUGITA

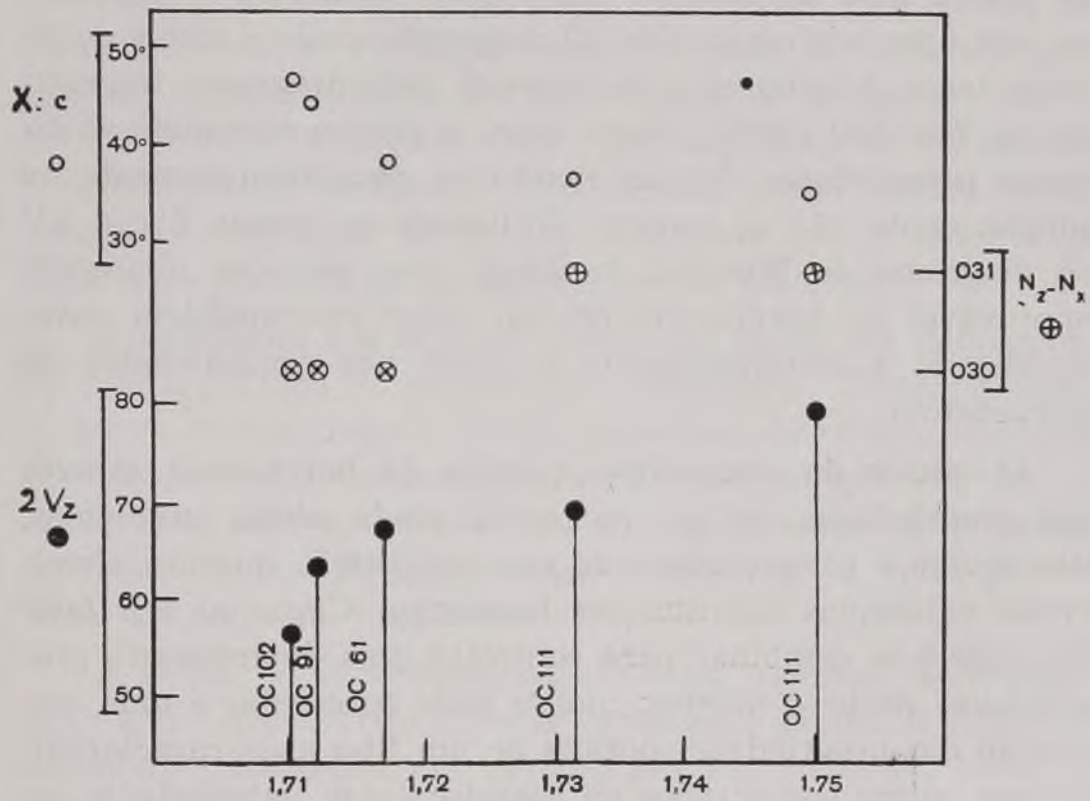


Fig. 13

cativos dos teôres de molécula hastingsítica. (Hastingsita terá maior relação Fe: Mg e maiores índices do que magnésio-hastingsita (Sundius, 1946 e Billings, 1928). As curvas se comparadas com as de Tröger mostram que o tipo de maior índice de refração (Oc. 111) deve corresponder aproximadamente a uma hastingsita ferrosa-férrica, ou, como quer Winchell (1951) uma ferro-hastingsita. Todavia a correlação está longe de ser satisfatória principalmente para os valores de índices e birrefringência. Ainda em Tröger a curva de birrefringência sobe para o lado do extremo hastingsita. Acontece o contrário na curva por nós construída. O desacordo ainda é maior quando se tenta determinar a hornblenda pelo diagrama trapezoidal de Winchell (1945). Neste caso, os planos marcando as diversas propriedades ópticas cruzam-se desarmoniosamente ou simplesmente não se cruzam. Utilizando-se apenas Z: c e 2 V no diagrama de Winchell teríamos uma variação altamente improvável da hornblenda de um valor intermediário entre hastingsita e ferrohastingsita a outro nas proximidades de ferroedenita.

O cálculo da composição química da hornblenda através das propriedades ópticas apresenta ainda sérios problemas, isto devido à complexidade de sua composição química envolvendo extensivas substituições isomorfas. Cinco ou seis fatores podem se combinar para controlar uma determinada propriedade. Assim o máximo que se pode apresentar é uma correlação das propriedades ópticas de um tipo mais característico com outros encontrados na literatura com propriedades semelhantes e análise conhecida. No caso presente a hastingsita média determinada corresponde aproximadamente a uma alcalifemaghastingsita (Billings, 1928).

A **titanita** é o acessório mais abundante. Pode formar grãos lenticulares pequenos ou grandes, os últimos dentro da categoria dimensional dos porfiroblastos. Seu maior alongamento jaz sempre na foliação da rocha. Aparece tanto em cristais isolados na matriz, como associado intimamente aos máficos e outros acessórios nas camadas melanocráticas. Nestes ca-

so são comuns os intercrescimentos ou substituições por allanita. Foi possível caracterizar dois tipos de tonalidade com as seguintes propriedades:

	N _z	N _z -N _x	2 V _z
a. Cristais pardos muito claros a incolores	2,07	0,150	27°
b. Cristais pardos pleocróicos em tons médios	2,05	0,130	34°

Segundo Tröger, os cristais do tipo a são titanita com cerca de 1% de moléculas de sesquióxidos de Fe e Al e possivelmente isentos de terras raras. A titanita mais escura do tipo b deve conter 4% daqueles sesquióxidos. E' de supor também uma maior riqueza de terras raras do grupo do cério e ítrio (grothita, Winchell 1951). Os dois tipos se encontram freqüentemente mesclados. Um mesmo cristal mostra então manchas irregulares de ambos parecendo que a allanita se associa de preferência ao tipo escuro ou grothita.

A **magnetita** é o mineral opaco que pode ser determinado com segurança na maioria dos exemplares. Freqüentemente forma cristais relativamente pequenos, euhedrais, acumulados nas camadas melanocráticas. E' possível que em um ou outro exemplar se associe também a **ilmenita**. Dos outros acessórios opacos deve-se mencionar a hematita, como produto de alteração da magnetita.

A **pirita**, se porventura existir como assevera Guimarães, deve estar circunscrita a zonas fortemente alteradas hidrotermalmente. Passamos em revista, sob luz refletida, tôdas as nossas lâminas e não pudemos observar um único cristal, mesmo nas rochas que mostravam maiores evidências de alteração.

Epídoto é um acessório encontrado em quantidade restrita. A forma normal de ocorrência é em cristais pequenos euhedrais poiquiloblásticos (inclusões de quartzo) espalhados tanto na matriz quartzo-feldspática como nas camadas máficas. Em algumas lâminas êles se apresentam com núcleos de allanita em vias de metamictização. Trata-se de um epídoto ferrífero de modo geral (pode mostrar também passagem para clinzoisita). As propriedades determinadas foram:

$$2 V_x = 80^\circ \quad X: c = 3^\circ \quad N_z = 1,75 \quad N_x = 1,72 \quad N_z - N_x = 0,030$$

A **apatita** é acessório constante no gnaissé alcalino. Mostra-se tanto em grãos isolados como em associação íntima com os demais acessórios e máficos. Os grãos são límpidos, pequenos ou médios, arredondados e por vêzes com tendência a euhedral. Chama a atenção em certas ocorrências o fato dela se apresentar em grupos rodeados completamente por allanita fresca e metamictizada. O índice de refração $N_0 = 1,635$ indica tratar-se de uma fluorapatita comum.

Calcita, em grãos euhedrais pequenos, espalhados pela matriz ou acompanhando os máficos (especialmente egirina-augita) é mineral relativamente freqüente em rochas piroxênicas absolutamente frescas. Seu modo de apresentação não permite supor tratar-se de carbonato secundário ou hidrotérmico. É provável sua formação por desdobramento da molécula de piroxênio durante a recristalização metamórfica.

Biotita e Zircão são acessórios encontrados em quantidades mínimas no gnaissé. A primeira forma palhetas minúsculas em algumas amostras. O zircão deve ser interpretado como componente original da rocha. Aparece em grãos prismáticos ligeiramente arredondados nas pontas, minúsculos e isolados.

Granada foi encontrada em três ocorrências, atingindo alguma expressão volumétrica apenas na Oc. 111a. Aparece invariavelmente associada à egirinaugita como inclusão e em grãos poiquilíticos nas bordas. A interpretação cabível neste caso é a de que a granada formou-se por reação metamórfica de alta temperatura, envolvendo piroxênio. Os cristais de granada são minúsculos e anhedrais. A cor em 30 microns é pardo claro semelhante à titanita e pardo intenso em 60 micra. O índice de refração $N = 1,855$ não deixa dúvidas de que se trata de **andradita**. Segundo os diagramas de Kennedy, o mineral ajusta-se a uma mistura das moléculas de andradita e grossulária nas proporções de 4:1 admitindo-se ainda uma possível incorporação até 20% de uma das moléculas seguintes: espessartita, almandina ou piropo. Dada a paragênese, é provável a existência da molécula magnésiana (piropo).

A **allanita** é acessório encontradiço em lâmina delgada. Das 46 examinadas ela está presente em 44, embora normalmente em quantidades mínimas (0,0x a 0,x%). Em 9 ocorrências acha-se presente em 1% ou mais. Em duas lâminas (111a e Av.) a allanita é observada em quantidade excepcional (mais de 10%). Concentra-se de preferência em camadas máficas e sua forma de apresentação é variada: em pequenos grãos pardos, euhedrais, frescos, isolados ou agrupados; formando núcleos amarelados, metamícticos de epidoto; em agregados de grãos anhedrais frescos pardos ou côr de sépia, metamícticos, englobando outros acessórios especialmente apatita; finalmente nas ocorrências onde forma cristais pardos maiores, frescos ou metamictizados ela pode ser interpretada como pseudomórfica de titanita pois se encontram todos os estágios de substituição do último pelo primeiro. (fotom. 17). Nas amostras anormalmente ricas de allanita, foram encontrados outras formas isotrópas que representam possivelmente estágios de hidratação do mineral. Distinguem-se nestes casos corpos amorfos intersticiais de côr rósea, cereja ou amarela viva. Foram determinados as seguintes propriedades ópticas para as diferentes variedades:

Allanita frêscia anisótropa, parda:

Oc. 36c	$N_x = 1,728$, pardo amarelado	Oc. Av.	$N_x = 1,730$
	$N_y = 1,745$, pardo avermelhado		$N_y = 1,740$
	$N_z = 1,758$, pardo vermelho escuro		$N_z = 1,755$
	<hr/>		<hr/>
	$N_x - N_z = 0,030$		0,025
	$X:c = 37^\circ$		$X:c = 38^\circ$
	$2V_x = 75^\circ$		$2V_x = 75^\circ$

Allanita metamíctica, côr sépia:

$$N = 1,65$$

“Allanita” amorfa, côr rósea e cereja:

$$N = 1,55 \text{ — } 1,56$$

“Allanita” amorfa, côr amarela:

$$N = 1,54 \text{ — } 1,55$$

As variações de índices obedecem aos diagramas de Tröger que as liga simpateticamente à queda de anisotropia por metamictização e hidratação. A allanita mais fresca, parda, teria teores de H₂O entre 1 e 3%, a de côr sérpia, metamíctica, entre 4 e 6% e as outras possivelmente com teores maiores.

Segundo faz ver Hasegawa (1960), a allanita tem frequentemente uma composição tão complexa e heterogênea que não se pode facilmente estabelecer uma relação entre índices de refração (e outras propriedades) e composição química. Em relação ao U e Th o fato é ainda mais verdadeiro, como se depreende do trabalho de Smith, Franck e Sherwood (1957). Para efeito de cálculo petroquímico adotamos uma análise de allanita (em Hasegawa, 1960) com teores médios dos diferentes óxidos com exceção do de tório, para o qual é dado um valor relativamente alto.

Aspecto característico da allanita, quando em aglomerados parcial ou totalmente metamícticos é a fissuração radial que, dela partindo, atravessa os cristais vizinhos independentemente da orientação morfológica dos mesmos (fotom. 20 e 21). Tal fato sugere que a metamictização se processa através de repetidas expansões e “quenchings” do retículo resultando na formação de um agregado de diversas fases tanto no estado amorfo como no cristalino (Ueda e Korekawa, 1954). A metamictização em si seria devida à radiação de urânio e tório que quebra as ligações iônicas e permitem a entrada de H₂O no retículo (Pabst, 1952). No caso presente, a fissuração está ligada claramente à metamictização e formação de agregado, sendo a allanita fortemente radioativa (fotom. 22).

Resta citar, como raro componente do gnaiss, um mineral fibroso incolor a levemente pardo e que ocorre em agregados substituindo ou preenchendo vazios deixados por dissolução de outros minerais (possivelmente calcita a julgar pela forma rômica de alguns agregados). O mineral tem alongação positiva, extinção reta, índices médios superiores ao do bálsamo do Canadá e é provavelmente biaxial. Faz supor **crisotila** ou **muscovita fibrosa**.

Tabela de análises modais de gnaiss alcalino

Oc.n.º	Feld.K	Plag.	Qz	Hast.	Egau.	Ti.	Ap.	Al.	Ep.	Zr.	Mgt.	Ca.	Outros
3	37	27	29	5	—	1	0,3	0,01	0,05	0,01	0,1	0,1	0,01
4	43	34	15	7	—	1	—	0,05	0,03	—	0,1	—	0,01
23	34	44	10	0,05	10	0,5	0,6	0,04	0,04	—	0,05	0,5	—
24	31	20	13	31	—	1	2	0,2	0,4	—	2,	—	—
27	43	36	21	0,05	0,1	0,04	0,1	0,05	—	0,01	0,05	—	—
33	34	29	26	4	—	1	0,1	0,3	4	—	1	—	—
36	33	43	12	0,05	4	2	2	1	0,05	0,01	0,2	0,5	2
36c	44	34	5	—	9	4	1	1	0,05	—	0,2	—	0,2
37	1	1	3	70	—	—	—	2	15	—	5	—	3
39	43	31	15	6	—	2	0,5	0,2	—	0,01	1	—	0,2
42	34	25	27	2	6	3	0,5	0,4	0,03	—	0,3	2	—
45	40	21	29	5	—	2	0,05	1	1	0,01	—	—	—
48	38	24	28	6	—	2	0,4	0,3	0,07	0,01	1	—	0,2
50	39	32	15	2	8	2	0,6	1	—	0,01	0,01	—	—
56	52	7	30	8	—	0,03	0,05	0,6	1	0,01	0,01	—	0,2
61a	25	37	12	12	9	0,7	0,3	0,5	4	0,01	—	—	—
61b	25	47	8	9	10	0,3	0,3	0,05	0,3	—	—	—	—
62	48	24	19	6	—	1	0,4	0,4	—	0,01	2	0,5	—
69b	57	4	28	9	—	0,4	0,4	0,8	—	—	0,3	0,5	—
69b	65	18	—	1	11	2	0,3	0,2	—	—	3	—	—
69b	34	10	5	3	47	0,6	0,3	0,5	—	—	0,05	—	—
69b	50	11	1	6	20	3	3	0,05	—	—	6	—	—
77a	17	66	1	15	—	0,6	0,5	—	0,04	—	—	—	—
77b	16	62	0,05	21	—	0,4	0,7	0,05	0,3	0,01	—	—	—
79a	55	24	19	1	—	0,5	0,5	0,05	—	—	0,3	—	—
79b	45	33	7	—	8	5	1	0,4	—	—	1,	—	—

Tabela de análises modais de gnaiss alcalino

Oc. n.º	Feld.K	Plag.	Qz	Hast.	Egau.	Ti.	Ap.	Al.	Ep.	Zr.	Mgt.	Outros
91	43	9	0,05	34	8	1	4	0,8	—	—	—	0,04
92	58	7	4	29	—	0,5	2	0,05	0,3	—	—	—
94	48	25	9	16	—	0,03	0,8	0,05	1	—	—	—
96	19	57	14	7	—	—	0,05	0,6	—	—	—	—
99a	47	28	19	3	—	0,03	—	—	—	—	3	0,2
99b	60	8	1	5	16	2	1	0,05	—	—	6	—
106a	37	34	18	3	2	5	0,4	1	—	—	0,05	—
106b	67	29	0,05	4	—	0,06	0,05	0,05	0,05	—	—	—
106c	50	42	0,05	8	—	0,07	0,05	0,05	0,04	—	—	0,05
109a	45	35	12	2	4	1	1	0,05	—	—	0,2	—
109b	42	25	21	2	6	2	1	0,05	—	—	1	—
111a	14	15	45	0,5	7	3	4	11	—	0,01	0,05	1
111b	32	16	34	5	2	10	0,05	1	0,05	—	0,05	0,5
114a	48	26	25	1	—	—	—	0,05	0,3	—	0,05	—
114b	15	66	10	8	—	—	0,4	0,3	0,05	—	—	—
114c	21	62	1	12	3	1	0,5	0,05	0,3	—	0,05	—
122	18	56	26	—	—	0,04	—	0,05	0,05	—	—	0,05
200	30	35	27	0,5	5	2	0,5	0,05	—	—	0,2	—
Média	Feld.K.	Plag.	Qz	Hast.	Egau.	Ti.	Ap.	Al.	Ep.	Zr.	Mgt.	Outros
vol.	38,1	30,0	14,7	8,4	4,4	1,4	0,7	0,6	0,6	—	0,8	0,1
X												
P. esp.	2,57	2,62	2,65	3,45	3,35	3,51	3,18	3,0	3,3	—	5,17	2,71
Média												
p/peso	35,6	28,6	14,1	10,5	5,3	1,8	0,8	0,7	0,7	—	1,5	0,1
Feld.K.	Plag.	Qz	Hast.	Egau.	Ti.	Ap.	Al.	Ep.	Zr.	Mgt.		
20	—	17	0,0x	30	0,8	8	23,5	0,0x	0,x	—		

Densidade calculada da rocha: 2,749 Índice de coloração: 17,1

Avulso: Ocorrência ribeirão da Onça. 2 lâminas.

c — **Análises modais do gnaissse alcalino .**

Foram efetuadas 44 análises modais desta rocha, de ocorrências registradas na coluna da esquerda da tabela anterior. Desprezaram-se as frações decimais para os minerais em porcentagens maiores que a unidade mas nos acessórios, onde o erro aumenta, procurou-se observar rigor até a segunda casa decimal. Finalmente, calculou-se uma análise média teórica a partir da qual se obtiveram uma densidade teórica e um cálculo de análise química.

Para melhor visualização da variação mineralógica no gnaissse alcalino, construíram-se diagramas triangulares das fig. 14 e 15. No segundo projetaram-se as análises de cada ocorrência numerada considerando-se apenas os minerais félsicos cuja soma se faz igual a 100. No primeiro diagrama inclui-se em um dos vértices os máficos, reunindo-se em outro; quartzo e fêldspato potássico. Aqui é possível reconhecer a quantidade e distribuição de rochas com diferentes índices de coloração.

Os pequenos diagramas triangulares inclusos são reproduções em escala reduzida dos anteriores, onde se contornaram as ocorrências por densidade de pontos à maneira do que se faz normalmente em análises microtectônicas. Para comparação, foram também delineadas as áreas tomadas pelas análises modais de gnaissse biotítico (pontilhado) e charnockitos (traço e ponto). Nos dois diagramas inclusos nota-se boa concordância mineralógica entre gnaisses alcalinos e biotíticos e completa divergência com charnockitos e granulitos. De modo geral o gnaissse biotítico é ligeiramente mais quartzo e mais plagioclásico do que o gnaissse alcalino e os charnockitos e granulitos muito mais plagioclásicos e melanocráticos que ambos.

Entre os gnaisses alcalinos, 37 amostras em 44 (85%) são leucocráticas, 6 são mesocráticas e apenas uma é ultramelânica. É provável que aquela porcentagem não espelhe perfeitamente a real proporção de gnaisses leucocráticos pois pode ter havido no coletor uma tendência inconciente para escolher especialmente amostras escuras.

DISTRIBUIÇÃO DE ANÁLISES MINERALÓGICAS PARA ROCHAS DO MACIÇO DO MATOLA I

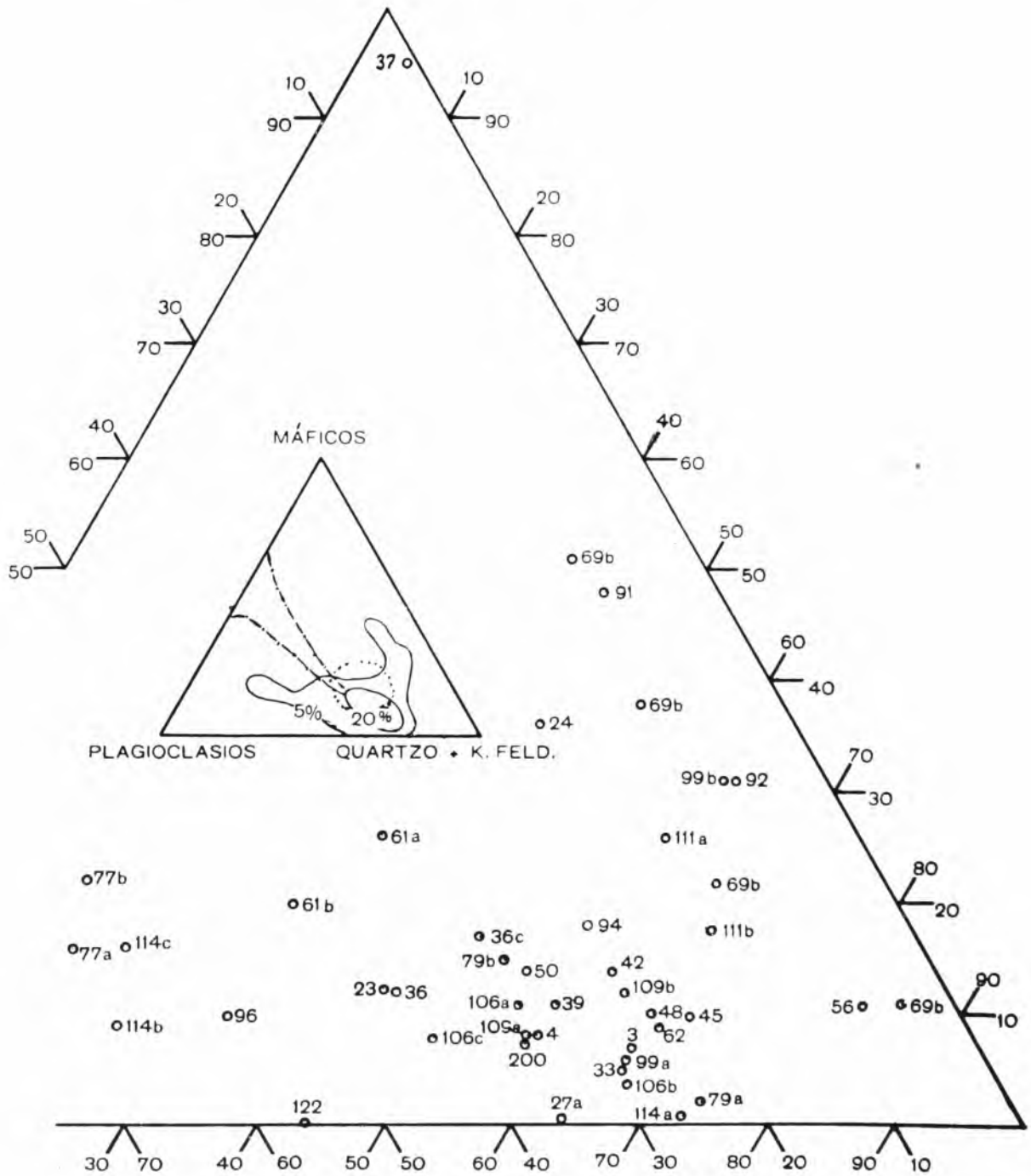


Fig. 14

DISTRIBUIÇÃO DE ANÁLISES MINERALÓGICAS PARA
ROCHAS DO MACIÇO DO MATOLA - II

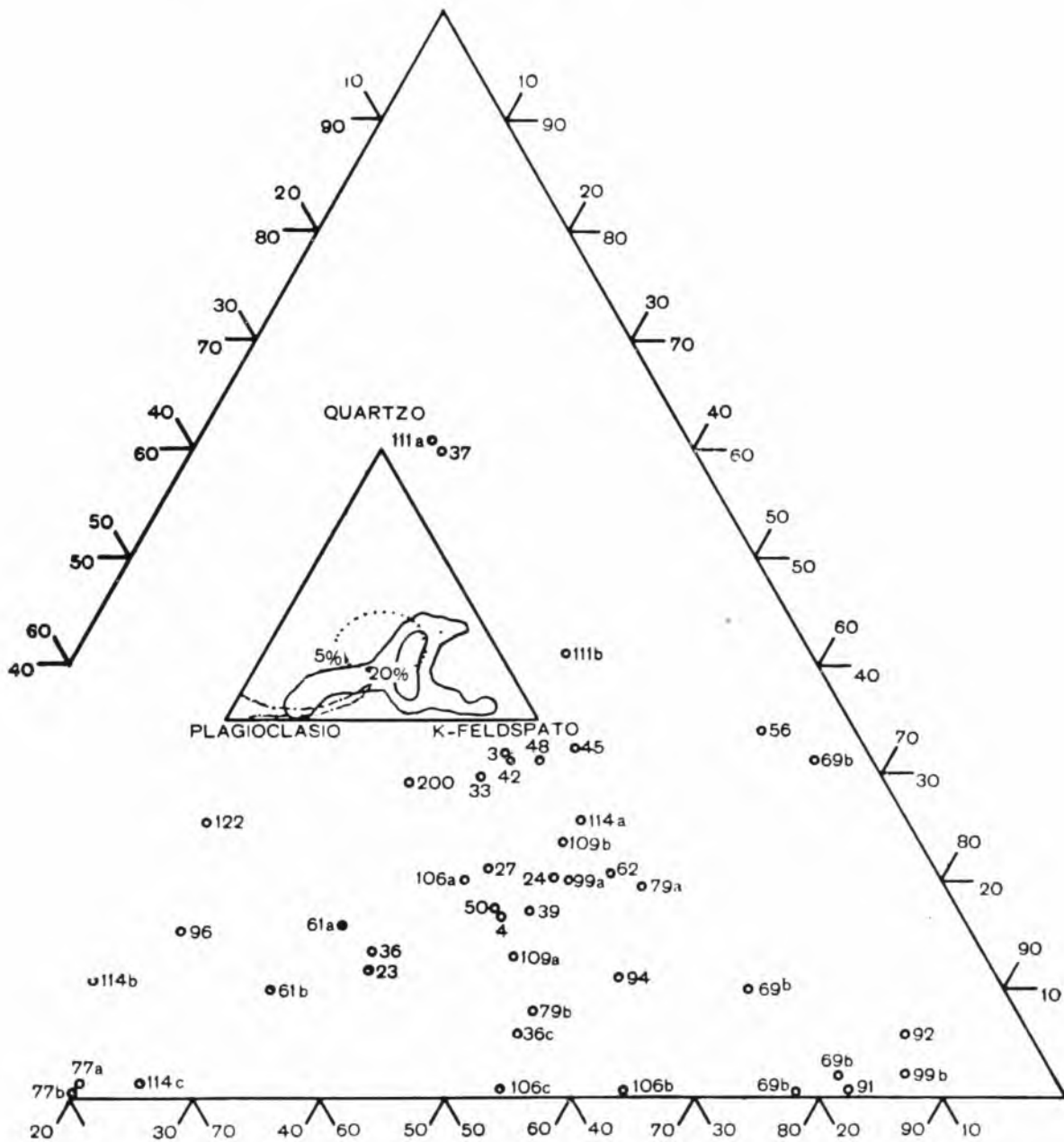


Fig. 15

d — **Dados químicos**

Por motivos vários, não pudemos contar com análises químicas numerosas. Dos gnaisses alcalinos obtivemos duas que constam do relatório da Prospec (Ebert e outros). Foram efetuadas por Aida Espíndola do L.P.M. do D.N.P.M., Gb. As normas segundo CIPW são cálculos nossos.

As duas análises químicas realizadas, se comparadas com as calculadas (especialmente a média da pág. 71, mostram que foram escolhidas amostras isentas de titanita ou outros minerais titanados. O fato deve ser considerado excepcional. Dever-se-ia esperar normalmente teores em TiO_2 dez a cem vezes maiores. Os valores para H_2O^\pm nos parecem também excessivamente altos dada à inexistência de quantidades suficientes de minerais hidratados. Há alguma dúvida na correção da determinação de An_{13} para o plagioclásio modal da primeira análise bem como a natureza e quantidade de epidoto (clinzoisita) na segunda. Não tivemos em mãos a amostra SJR 51 mas pelo exame da análise e moda pode-se garantir tratar-se de rocha leucocrática representando muito aproximadamente o gnaisse padrão na serra do Matola. Uma comparação com a análise química calculada de 44 modas (pág. 71) confirmará essa impressão. Aqui, um teor relativamente baixo de Al_2O_3 e alto para FeO e Fe_2O_3 deve ser levado na conta de imprecisão na escolha para cálculo químico de composições minerais individuais (especialmente piroxênio e anfibólio).

Na falta de outras análises químicas reais, efetuamos o cálculo correspondente para 6 análises modais em que apareciam com valores máximos os diversos minerais importantes do gnaisse alcalino. Da análise modal da pág. 60 calculamos também uma composição química. A composição dos minerais individualmente foi obtida de sua fórmula teórica ou, quando minerais complexos, por comparação com análises encontradas na literatura e correspondentes a minerais de propriedades ópticas similares. Estes dados se encontram após a última tabela.

Am: SJR 51 (Gnaise sienítico da serra do Matola. Procedência não especificada).

Análise	% de cátions	Norma catiônica geral (Eskola)	Norma catiônica específica (moda)	Norma calculada (CIPW)
EiO ₂	64,00	Qz	Qz	Qz
Al ₂ O ₃	16,10	Or	Or	Or
Fe ₂ O ₃	1,70	Ab	An ₁₃	Ab
FeO	1,40	An	Sal.	An
MgO	1,70	(Sal.)	Eg-au	Di
CaO	3,40	Wo	Hb	Hi
Na ₂ O	4,20	En	Ap	Mt
K ₂ O	6,00	Fs	Cc	Ap
H ₂ O+	0,70	Mt	Fêm.	
H ₂ O-	0,40	Il		
P ₂ O ₅	0,14	Ap	Soma	
CO ₂	0,40	Cc		
TiO ₂	0,01	(Fem.)		
MnO	0,10			
	<u>100,00</u>			
Soma	100,25	Soma	100,00	

Am: SJR 374 (Gnaiss shonkinitico da serra do Matola. Procedência não especificada).

Análise	% de cátions		Norma catiónica		Norma catiónica		Norma calculada	
			geral (Eskola)	especifica (moda)	especifica (moda)		(CIPW)	
SiO ₂	54,80	Si	Or	33,20	Qz	Or	32,5	
Al ₂ O ₃	13,20	Al	Ab	21,73	Or	Ab	18,9	
Fe ₂ O ₃	3,80	Fe ³⁺	Ne	2,32	Sal.	Ne	2,5	
FeO	3,70	Fe ²⁺	An	6,63	Eg-au	An	6,6	
MgO	3,90	Mg	(Sal.)	63,88)	Hb	Di	28,5	
CaO	10,30	Ca	Wo	16,32	Cz	Wo	2,7	
Na ₂ O	2,80	Na	En	10,96	Cc	Mt	5,4	
K ₂ O	5,50	K	Fs	3,18	Ap	Ap	0,9	
H ₂ O+	0,70	P	Mt	4,05	Fêm.			
H ₂ O-	0,40	C	Ap	0,83				
P ₂ O ₅	0,39	Ti	Cc	0,78	Soma			
CO ₂	0,30	Mn	(Fem.)	36,12)				
TiO ₂	0,01							
MnO	0,20		Soma	100,00				
Soma	100,30							

Uc. 37 (Máximo de hastungita)

%	Feld K	Plag	Qz	Hast	Ep	Mt	Al	Ou	Soma
SiO ₂	0,7	0,7	2,3	69,2	14,2	8,3	1,9	2,6	35,47
Al ₂ O ₃	0,46	0,47	2,30	26,15	5,42		0,66		13,00
Fe ₂ O ₃	0,13	0,14		8,72	3,69		0,32		11,61
FeO				4,25	1,46	5,72	0,18		11,34
MgO				8,68		2,57	0,09		2,86
CaO				2,84			0,02		13,02
Na ₂ O		0,01		9,44	3,37		0,20		3,74
K ₂ O	0,02	0,08		3,64					2,33
H ₂ O	0,09			2,24					0,30
TiO ₂							0,03		3,14
MnO							0,02		0,02
ThO ₂							0,04		0,04
T. R.							0,34		0,34
									<u>97,21</u>

Oc. 106b (Máximo de feldspato potássico)

%	Feld K	Plag	Qz	Hast	Ep	Mt	Al	Ou	Soma
SiO ₂	65,6	28,9		5,2					64,39
Al ₂ O ₃	43,03	19,40		1,96					18,76
Fe ₂ O ₃	12,14	5,95		0,67					0,32
FeO				0,32					0,65
MgO				0,65					0,21
CaO		0,42		0,21					1,12
Na ₂ O		3,15		0,70					4,99
K ₂ O	1,57			0,27					9,04
TiO ₂	8,87			0,17					0,24
				0,24					<u>99,72</u>

Composições escolhidas para os minerais individualmente:

Feldspato-potássico — Composição teórica calculada para $Or_{80}Ab_{20}$ ($8 KaAlSi_3O_8$: $2 NaAlSi_3O_8$) ou SiO_2 : 65,6 — Al_2O_3 ; 18,5 — Na_2O ; 2,4 — K_2O ; 13,5.

Plagioclásio — Composição teórica calculada para Albita; $Ab_{93}An_{07}$ ($9,3 NaAlSi_3O_8$: $0,7 CaAl_2Si_2O_8$) ou seja: SiO_2 ; 67,1 — Al_2O_3 ; 20,6 — Na_2O ; 10,9 — CaO ; 1,4.

Quartzo — Composição teórica: SiO_2 ; 100.

Hastingsita — Composição de uma alcalifemaghastingsita de propriedades ópticas similares (em Billings, 1928): SiO_2 ; 37,80 — Al_2O_3 ; 12,89 — Fe_2O_3 ; 6,14 — FeO ; 12,55 — MgO ; 4,10 — CaO ; 13,64 — Na_2O ; 5,26 — K_2O ; 3,24 — TiO_2 ; 4,54.

Egirinaugita — Composição de uma hedembergita diopsídica acmítica com conteúdo de acmita e propriedades ópticas similares às estudadas (Washington e Merwin, 1927): SiO_2 ; 48,38 — TiO_2 ; 1,45 — Al_2O_3 ; 4,51 — Fe_2O_3 ; 3,43 — FeO ; 17,35 — MgO ; 3,18 — CaO ; 18,07 — Na_2O ; 3,30 — K_2O ; 0,44 — H_2O ; 0,35.

Epidoto — Composição de epidoto férrico calculada para teor $Al: Fe'' = 4: 1$. SiO_2 ; 38,20 — Al_2O_3 ; 25,98 — Fe_2O_3 ; 10,18 — CaO ; 23,73 — H_2O ; 1,91.

Titanita — Composição de uma titanita com pequena porcentagem de sesquióxidos e 2 V similar à estudada. (E. S. Dana; "Descriptive Mineralogy", 1920) SiO_2 ; 30,10 — TiO_2 ; 38,12 — Fe_2O_3 ; 1,86 — CaO ; 29,59.

Magnetita — Composição teórica para Fe_3O_4 : Fe_2O_3 ; 69,0 — FeO ; 31,0.

Allanita — Composição de uma allanita com teor em ThO_2 relativamente alto e H_2O dentro do esperado para o mineral

fresco (Hasegwa, 1960). SiO_2 ; 34,65 — Al_2O_3 ; 16,03 — Fe_2O_3 ; 9,70 — FeO ; 4,76 — MgO ; 1,29 — H_2O ; 1,58 — CaO ; 10,42 — MnO ; 1,22 — ThO_2 ; 2,11 — T. R.; 18,09.

Apatita — Composição teórica de $(\text{CaF}) \text{Ca}_4 (\text{PO}_4)_3$: P_2O_5 ; 42,3 — CaO ; 55,5 — F ; 3,8.

Granada — Composição teórica para $\text{And}_{80}\text{Gr}_{20}$: SiO_2 ; 39,1 — Al_2O_3 ; 18,16 — CaO ; 36,44 — Fe_2O_3 ; 6,3.

Calcita — Composição teórica de CaCO_3 : CaO ; 56,0 — CO_2 ; 44,0.

Com os dados das análises acima, construiu-se o diagrama de variação do tipo de Larsen da fig. 16. Sobre abcissa marcada de 1a 9 com os valores (positivos ou negativos) de $1/3 \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$, projetaram-se em linha vertical os diferentes teores dos óxidos principais de:

1 — Oc. 37 2 — Oc. 69b 3 — SJR 374 4 — Oc. 111a 5 — Média de 44 modas 6 — Oc. 113b 7 — SJR 51 8 — Oc. 122 9 — Oc. 106b.

As análises obtidas quimicamente são as de n.ºs 3 e 7. As restantes são calculadas. O critério que o autor adotou para escolhe-las não permitiria evidentemente a formação de linhas ou curvas regulares. Amostras com máximos modais de certos minerais determinariam certamente pontos nas cercanias de máximos e mínimos dos diferentes óxidos e assim, a formação de linhas em forte zigue-zague. Qualquer outra análise que se calculasse forneceria pontos mais próximos de linhas medianas. Estas teriam a inclinação ou “trend” das linhas ligando os pontos das análises 3 e 7. Em suma, os declives médios que se obtiveram por cálculo são os mesmos que se obteriam com dados totalmente reais.

DIAGRAMA DE VARIAÇÃO PARA ROCHAS DO MACIÇO DO MATOLA

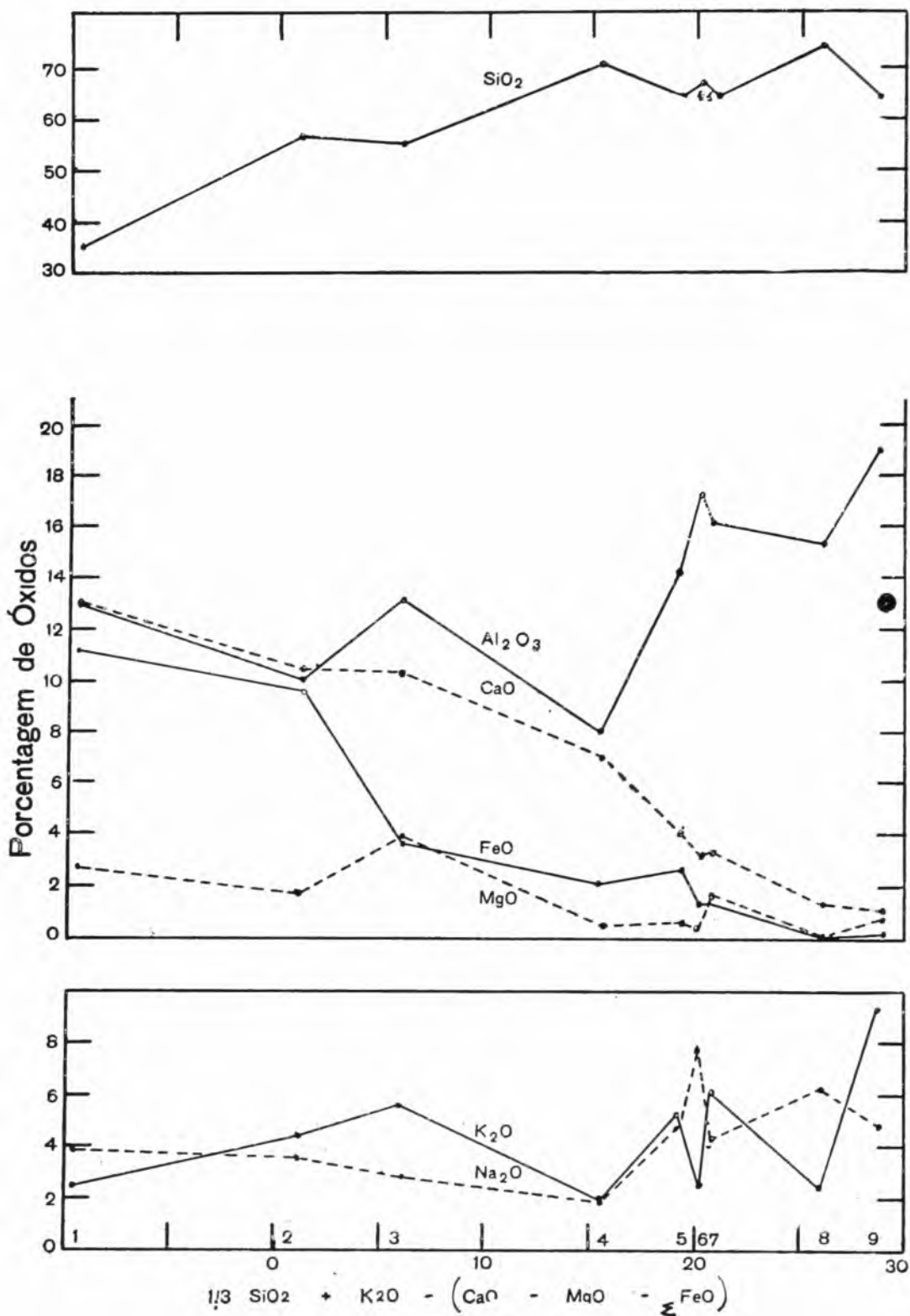


Fig. 16

Observam-se no diagrama as mesmas inclinações que se esperariam em uma rocha ígnea por qualquer mecanismo de diferenciação. De fato, pode-se observar que com o aumento da sílica, as curvas para Na_2O e K_2O sobem ao passo que as de FeO , CaO e MgO descem.

O índice alcali-cal (Peacock, 1931) obtido gràficamente (não representado) para os gnaisses alcalinos é difuso entre 55 e 60.

O gnaissse alcalino dominante na região, representado pela análise química SJR 51 e pela média calculada é similar, dentro do campo das rochas ígneas, a diversas rochas classificáveis em conjunto como representantes de magmas residuais de diferenciação. Na pg. 76 fornecemos um quadro comparativo das mesmas:

Barth (1952), baseado em dados físico-químicos fornecidos por Schairer (1950) construiu um diagrama ternário com as moléculas de Quartzo, Nefelina e Kaliofilita onde projeta uma “calha” de baixa temperatura representando rochas magmáticas, produtos de consolidação fraccionada. A maioria dos fonólitos, traquitos, sienitos e granitos figuram na área da calha. Deve-se isto ao fato de que, durante a cristalização, a composição de seus líquidos aproxima-se da de líquidos silicáticos álcali-aluminosos (magmas residuais) através de modificações ao longo de vales em diagramas tridimensionais bem determinados experimentalmente. O desenho da fig. 17 é a projeção ortogonal dêste diagrama onde se acha marcada a área de calha de líquidos residuais magmáticos. Os pontos representam a composição normativa para as moléculas Qz, Ab e Or das seguintes rochas: 1) 15 tinguaitos, 2) 25 fonolitos, 3) sienitos alcalinos, 4) traquitos alcalinos, 5) pantelleritos, 6) 546 granitos, 7) 102 riolitos, 8) amostra SJR 51.

Como se vê, o gnaissse alcalino do Matola cai dentro da área de rochas residuais muito próximo do ponto de projeção de pantelleritos.

	Gn. alcal.	Gn. alcal.	Traquitos	Traquitos	Traquitos	Traquitos	Kaliriolitos.*	Pantelleritos
	SJR 51	Média calc.	(48) Daly	subalc. (16) Daly	Washington (Johannsen)	(8) Johannsen	(12) Daly	
SiO ₂	64,0	64,22	60,68	63,91	65,94	68,14	68,63	
Al ₂ O ₃	16,1	14,36	17,74	15,88	16,11	11,18	10,30	
Fe ₂ O ₃	1,7	2,02	2,64	3,22	2,56	4,42	5,60	
FeO	1,4	2,66	2,62	2,23	0,82	2,28	2,61	
MgO	1,7	0,61	1,12	1,14	0,60	0,41	0,37	
CaO	3,4	4,06	3,09	2,81	1,06	0,57	1,07	
Na ₂ O	4,2	4,69	4,43	3,02	5,27	5,45	6,14	
K ₂ O	6,0	5,17	5,74	5,80	6,49	4,79	4,17	
H ₂ O+	0,7				0,25	1,15		0,53
H ₂ O-	0,4	0,04	1,26	1,28				
P ₂ O ₅	0,14	0,34	0,24	0,05	0,36	0,46		0,02
TiO ₂	0,01	1,23	0,38	0,59	1,21	0,86		0,35
MnO	0,1	0,01	0,06	0,01	0,06	0,20		0,21

* Engloba 3 "traquitos", 2 comenditos e 3 egrina-pantelleritos com as seguintes variações de moda calculada: quartzo; 8-30: feldspato sódico-potássico; 45-83; piroxênio sódico; 5-17; anfíbólio sódico; 0-25; magnetita; 0-5.

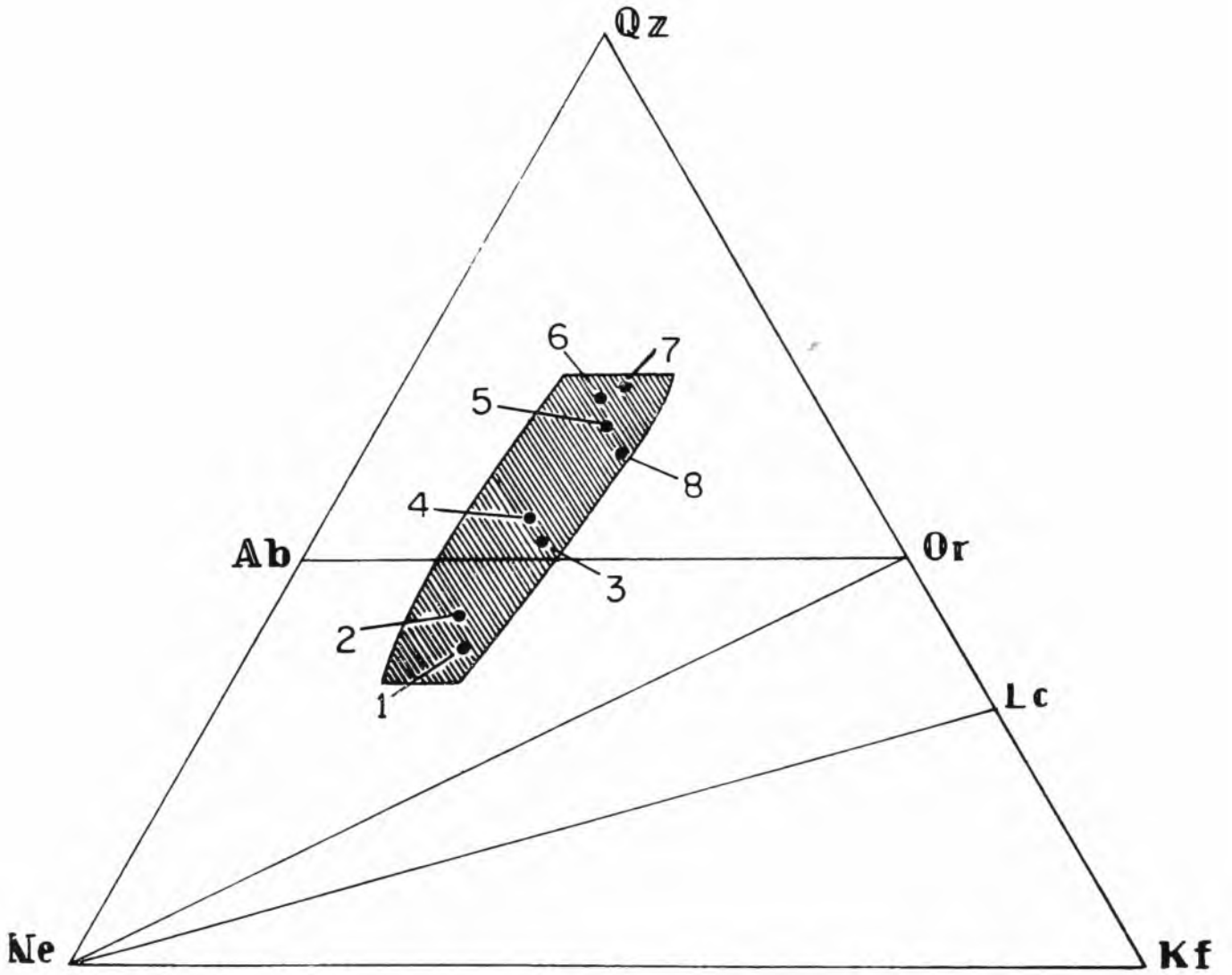


Fig. 17

Por sua vez, o gnaissé shonkinítico é comparável entre as rochas ígneas plutônicas aos shonkinitos e entre as rochas efusivas, aos tefritos (menor identidade).

	SJR 374	Shonkinitos (6) Daly	Tefritos (25) Johannsen
SiO ₂	54,80	48,66	49,14
Al ₂ O ₃	13,20	12,36	16,57
Fe ₂ O ₃	3,80	3,08	3,65
FeO	3,70	5,86	6,68
MgO	3,90	8,09	3,98
CaO	10,30	10,46	9,88
Na ₂ O	2,80	2,71	2,57
K ₂ O	5,50	5,15	3,39
H ₂ O	1,10	1,46	2,00
P ₂ O ₅	0,39	1,07	0,84
TiO ₂	0,01	0,97	1,00
MnO	0,20	0,13	0,30

2 — GNAISSE BIOTÍTICO (PIEDADE)

a — Descrição macroscópica

O gnaissé Piedade é uma rocha bem heterogênea. Normalmente micácea de granulação média a fina, leuco a mesocrática. Observam-se freqüentemente leitos de granulação grossa quase desprovidos de mica. As zonas mais micáceas podem apresentar a biotita orientada tanto difusa como segregada em leitos intercalados em outros mais quartzo-feldspáticos à maneira de migmatitos. O aspecto mais “velho” desta rocha em relação ao gnaissé alcalino é dado por esta forma de diferenciação metamórfica, bem como pela presença em certas zonas de tipos porfiróides e em outras, venulação aplítica e pegmatítica. Os pegmatitos parecem ser em sua maioria do tipo de substituição. Os porfiroblastos são formados por cristais centimétricos de microclínio e menores de plagioclásio.

Quando rico em micas, o gnaissé apresenta estrutura xistosa planar regularmente desenvolvida. A lineação entretanto não é tão evidente quanto a do gnaissé alcalino.

E' definida ora por uma maior concentração linear de cristais de biotita, ora por uma tendência, perceptível macroscò-

picamente, de se cristalizarem as micas em diversas inclinações, dentro de uma mesma direção geral. Microdobras não foram observadas mas um ou outro cristal de biotita pode aparecer dobrado ao microscópio. Faixas mais ricas de muscovita intersectando as camadas biotíticas fornecem ainda uma terceira indicação de lineação.

Tanto as estruturas lineares como as planares, coincidem estatisticamente com as encontradas no gnaiss alcalino.

As observações acima dizem respeito a um número muito pequeno de ocorrências, tôdas elas situadas a pouca distância do contacto com o gnaiss alcalino. Para oeste, fora desta zona, o gnaiss biotítico desaparece encoberto por elúvio em topografia desfavorável.

b — **Descrição microscópica e estudo mineralógico**

O gnaiss mais comum mostra textura de recristalização lepidoblástica, com micas bem orientadas. Em algumas lâminas (Oc. 100a) pode-se suspeitar com algum fundamento da origem clástica da rocha pois a textura aparenta ser blastopsamítica (grãos de feldspato mais ou menos equidimensionais, e máficos uniformemente distribuídos). Normalmente entretanto, a recristalização e processos de diferenciação obliteraram completamente a textura original. Na Oc. 88 junto ao contacto com o gnaiss alcalino, a rocha adquire textura bastante parecida com a do último: quartzo em cordões segregados de matriz mais feldspática com porfiroblastos de pertita. (fotom. 1).

Da mesma maneira que no gnaiss alcalino, não se observaram em geral vestígios de milonitização pós-recristalização. Faz exceção a ocorrência 100b, onde faixas de minerais intensamente deformados denunciam planos de cinzalhamento a 80° do acamamento, em atitude quase vertical.

O **quartzo** dos gnaisses biotíticos tem em geral os mesmos característicos do gnaiss alcalino; límpido, mais grosseiro e em textura pavimentosa em camadas monominerálicas. Também em grãos anhedrais e menores quando espalhados (em

certa abundância) pela matriz feldspática. Orientação óptica preferencial deste mineral foi claramente revelada pela análise microtectônica.

O **feldspato potássico**, em geral, menos abundante aqui do que no gnaisse alcalino é porém da mesma natureza; microclínico com geminação forte, fraca ou ausente. A ausência da geminação pode ser atribuída geralmente à dimensão muito pequena dos grãos. Poderia ser interpretada também, como conseqüência da baixa triclinicidade do mineral em determinadas zonas. As propriedades ópticas do microclínio não diferem acentuadamente das encontradas no microclínio do gnaisse alcalino. $N_y = 1,523-1,524$ indicaria provavelmente teores ligeiramente menores de Na.

O **plagioclásio** no gnaisse Piedade assume maior importância volumétrica. É em geral mais abundante que o feldspato potássico dando à rocha um caráter granodiorítico. Aparece em grãos anhedrais pequenos na matriz feldspática, mas pode também apresentar-se em discretos porfiroblastos. O conteúdo de anortita na molécula é variável com a ocorrência, ao contrário do que acontece no gnaisse alcalino. Pode-se afirmar que é sempre mais cálcico que An_{15} , aumentando este teor com o aumento de sua quantidade modal em relação à do feldspato potássico. Trata-se de **oligoclásio**, com teor médio An_{21} , tendo mostrando as seguintes variações:

Oc. 88: An_{18}	Oc. 100a: An_{20}	Oc. 105: An_{22}
Oc. 112: An_{30}	Oc. 104: An_{20}	Oc. 400: An_{15}

A determinação foi feita òpticamente, pelo método de imersão e determinação de extinções em platina universal. Da mesma maneira que no gnaisse alcalino, o plagioclásio não apresenta zoneamento e geminações. Apenas a “lei da Albita” foi verificada, com desenvolvimento pouco acentuado.

A **biotita** mostra o aspecto comum em rochas xistosas. Placas com índice de alongamento ao redor de 1:4 enriquecem zonas escuras da rocha, em típica textura lepidoblástica. Um ou outro grão de zircão incluso produz halo pleocróico pouco desenvolvido, da mesma maneira que a allanita. O pleocrois-

mo se faz em tons pardos esverdeados ou avermelhados, o caráter óptico é negativo e os índices obtidos em três amostras deram resultados mais ou menos concordantes:

	verde	verm		verde	verm		verde
Oc. 104	$N_x = 1,590$	1,600	Oc. 117	$N_x = 1,589$	1,595	Oc. 400	$N_x = 1,597$
	$N_y, N_z = 1,642$	1,656		$N_y, N_z = 1,639$	1,650		$N_y, N_z = 1,647$
	<hr/>	<hr/>		<hr/>	<hr/>		<hr/>
	$N_z - N_x = 0,052$	0,056		$N_z - N_x = 0,050$	0,055		$N_z - N_x = 0,050$
	$2V_x = 0^\circ$	10°		$2V_x = 0^\circ$	10°		

Estas propriedades indicam, segundo Tröger uma **lepidomelana** com cerca de 60% de moléculas ferrosas e férricas (annita, siderofilita) sendo a avermelhada mais rica de moléculas magnesianas ferrosas (annita, flogopita).

A **muscovita**, da mesma maneira que a biotita, se concentra em faixas e se apresenta em placas com índice de alongamento 1:5. As zonas muscovíticas por vezes não são perfeitamente paralelas às de biotita, podendo cortá-las em ângulo de mais ou menos 10° . As propriedades determinadas foram:

$$\begin{array}{rcl} \text{Oc.} & N_x & = 1,572 \\ & N_y & = 1,612 \\ & N_z & = 1,617 \\ & & \hline & N_z - N_x & = 0,045 \end{array} \quad 2V_x = 38^\circ$$

De acôrdo com o diagrama de Volk (em Tröger) trata-se de uma **muscovita** com 15% de moléculas magnesianas (fengita) e 15% de férricas (ferrimuscovita).

Epidoto é um acessório relativamente abundante em certas amostras tomando importância maior que no gnaisse alcalino. Aparece em grãos pequenos e médios tanto euhedrais como anhedrais, por vezes contornando cristais de allanita.

Por sua vez a **titanita** é aqui menos conspícua tanto em tamanho como em quantidade. Os grãos são sempre pequenos e arredondados concentrando-se por vêzes em agregados. Não exhibe a variação de côres encontrada no gnaisse alcalino, sendo a tonalidade sempre pardo clara.

Magnetita, **apatita**, **allanita**, **zircão** e **granada**, foram, por ordem de abundância os outros acessórios encontrados. Não

Análises modais em gnaisses biotíticos (Piedade)

Oc. n.º	Feld K	Plag.	Qz	Bi	Ep	Mu	Ti	Al	Mt	Ap	Zr	Gr
88	44,2	23,0	21,5	8,3	1,0	0,0x	2,0	0,5	1,2	0,5	0,0x	—
100a	40,8	30,2	15,5	9,7	0,5	1,0	0,5	0,0x	0,5	0,5	0,2	—
105	23,3	47,8	15,0	12,2	0,5	0,0x	1,0	0,0x	0,0x	0,0x	0,2	—
112	16,7	22,0	32,0	22,8	5,0	—	0,5	—	—	0,5	0,0x	0,0x
104	6,9	44,2	28,7	14,3	5,9	—	0,0x	0,0x	—	—	0,0x	—
400	21,2	31,6	26,5	12,5	—	4,0	2,0	0,0x	0,3	2,0	0,0x	—
Média												
vol.	25,5	33,1	23,2	13,3	2,1	0,9	0,9	0,0x	0,3	0,3	0,0x	0,0x
X												
P. esp.	2,57	2,65	2,65	3,3	3,3	2,84	3,51		5,17	3,18		
Média												
pêso	24,3	32,5	22,8	14,8	2,5	1,0	1,1		0,6	0,4		

Densidade calculada da rocha: 2,698

foram determinadas suas propriedades ópticas de maneira especial. Note-se apenas, que a allanita não difere substancialmente da encontrada no gnaisse alcalino. Mostra as mesmas variações de birrefringência mas os tons de pleocroísmo parecem ligeiramente diferentes, ainda dentro do pardo.

A **granada** parece ser um tipo rico de molécula almandina a julgar unicamente pelo seu índice de refração $n = 1,82$ e paragénese.

c — Análises modais

Foram efetuadas 6 análises micrométricas do gnaisse biotítico, que forneceram os dados da tabela da pg. 82.

d — Dados químicos

Obtivemos a análise química de um gnaisse Piedade, efetuada no L.P.M. do Rio de Janeiro por Aida Espíndola e que figura no relatório da Prospec (Ebert e outros).

Am: SJR 275 (Gnaisse (meta-grauvaca?).
(Procedência não discriminada)

Análise		% de cátions		Norma catiônica geral		Norma catiônica esp.	
SiO ₂	58,90	Si	54,77	Qz	4,36	Qz	12,41
Al ₂ O ₃	17,60	Al	19,31	Or	25,00	Or	13,28
Fe ₂ O ₃	1,00	Fe ³⁺	0,70	Ab	32,55	An ₁₁	36,45
FeO	4,30	Fe ²⁺	3,36	An	19,50		
MgO	2,90	Mg	4,03	(Sal.	81,41)	Sal.	(62,14)
CaO	5,70	Ca	5,70	Wo	2,14	Bi	18,76
Na ₂ O	3,60	Na	6,51	En	8,06	Cz	16,64
K ₂ O	4,20	K	5,00	Fs	5,96	Mt	1,05
H ₂ O ⁺	1,30	P	0,21	Mt	1,05	Ti	0,09
H ₂ O ⁻	0,30	C	0,38	Il	0,06	Ap	0,56
P ₂ O ₅	0,27	Ti	0,03	Ap	0,56	Cc	0,76
CO ₂	0,30	Mn	0	Cc	0,76		
TiO ₂	0,04		100,00	(Fem.	18,59)	Fem.	(37,86)
MnO	0,05						
					100,00		100,00
	100,46						

O cálculo de análise química, efetuado com a média de 6 análises modais forneceu os resultados da pg. 84.

A variação mineral possível dentro do gnaissé tipo Piedade está bem expressa nas diferenças entre a análise SJR 275 e a análise média calculada. É possível uma comparação com membros de uma série ígnea (granitos, quartzo-monzonitos, granodioritos e dioritos) bem como com toda uma gama de rochas sedimentares clásticas desde arcózios até grauvacas. Não tem porisso grande significação genética, do ponto de vista estritamente químico, o quadro que fornecemos abaixo à guisa de ilustração:

	Gnaissé biot. (Piedade) média de 6	Grauvaque Média de (Pettijohn)	Quartzo man- zonito. Média de 20 (Daly)
SiO ₂	67,33	64,2	66,64
Al ₂ O ₃	15,59	14,1	15,57
Fe ₂ O ₃	1,01	1,0	1,91
FeO	0,59	1,0	1,94
MgO	3,68	2,9	1,41
CaO	2,55	3,5	3,50
Na ₂ O	3,60	3,4	3,41
K ₂ O	4,72	2,0	3,72
H ₂ O	0,31	2,2	1,15
P ₂ O ₅	0,17	0,1	0,19
TiO ₂	0,42	0,5	0,50

3 — OS GNAISSES DA SÉRIE CHARNOCKÍTICA E AN-FIBOLITOS

a — Descrição macroscópica

Este grupo abrange rochas fortemente heterogêneas sob o ponto de vista mineral e estrutural. Ocupam a zona leste do maciço alcalino, sendo os afloramentos de rocha fresca mais encontrados no lado sul. O tipo dominante é denso e escuro, de granulação média e fina isento de minerais micáceos e não exibindo xistosidade e lineação. A microscopia demonstrou entretanto, que há variação mineralógica em nítidas camadas

não discerníveis no campo. Referir-nos-emos doravante a estas rochas como piroxênio-granulitos e anfibolitos. Os piroxênio-granulitos são sem dúvida membros básicos de uma série charnockítica.

Charnockitos propriamente ditos (ácidos) estão também representados na região. Formam corpos de rocha grosseiras ricas de feldspato cinza esverdeado e quartzo cinza azulado, motivo pelo qual elas parecem mesocráticas à vista desarmada. A gnaissificação é fraca mas se acentua em zonas de intercalação com membros mais básicos. Pequena quantidade de biotita e anfibólio pode então aparecer. A lineação também é fraca ou ausente.

Em alguns lugares ocorrem membros intermediários da série charnockítica com aspectos transicionais entre aqueles dois tipos. Junto à base do gnaisse alcalino foi coletada uma amostra (Oc. 128) anormalmente xistosa e rica de biotita.

As poucas atitudes que se anotaram neste grupo de rochas, mostraram que a formação é tectonicamente mais movimentada que as formações Piedade e alcalina. As rochas charnockíticas principalmente os tipos ácidos, mostram-se atravessadas por pegmatitos.

As ocorrências de rocha fresca são raras tendo o autor se servido, da cor vermelha a róxa de seu solo residual para registrá-la em mapa.

b — Descrição microscópica e estudo mineralógico

Tôdas as rochas dêste grupo se mostraram ao microscópio, completamente recristalizadas. Um provável acamamento original é mais sugestivo nos granulitos.

Não se observaram indícios de cataclase recente, a não ser a ocorrência rara de alguma deformação nas lamelas de geminação de plagioclásios.

Os piroxênio-granulitos e anfibolitos são normalmente equigranulares em textura granoblástica xenoblástica. Alguns raros porfiroblastos de piroxênio foram observados nos gra-

nulitos. A granulação média determinada fica em torno de 0,5 mm.

Já os charnockitos ácidos são preferencialmente grosseiros (granulação média de 2 mm) mas ao microscópio revelaram-se inequigranulares com numerosos zonas espalhadas irregularmente, formadas por agregados quartzo-feldspáticos microgranulares.

O **quartzo** aparece somente nos charnockitos ácidos e apresenta os característicos habituais: intersticial, anhedral e com extinção setorial.

O **feldspato potássico** encontrado é o **ortoclásio**, a julgar-se pela ausência de geminações a aparente extinção paralela na zona normal a (010). Estas medidas ficaram prejudicadas pela constante presença de pertita mascarando as referências de clivagem, e dificuldade da sua observação em feldspato excepcionalmente fresco. O ortoclásio pode ocorrer em grão anhedrais isolados mas o intercrescimento com o plagioclásio em pertitas e antipertitas é o modo de formação mais abundante e característico marcando uma das interessantes peculiaridades dos charnockitos em todo o mundo (Quensel, 1951). Pertitas e antipertitas mostram estruturas diversas bardeadas em faixas finíssimas até muito largas ou apenas em forma de grãos incoaduos retangulares losangulares ou irregulares (fotom. 2, 3). A proporção de um para outro feldspato, em um mesmo grão, é também variável não se podendo dizer em muitos casos qual dos dois assume o papel de hóspede e qual o hospedeiro. A riqueza de intercrescimentos feldspáticos tem sido atribuído pelos autores (Subramaniam 1960) à alta temperatura de cristalização. As propriedades ópticas do ortoclásio são altamente variáveis em uma mesma secção, mas não foi possível correlacionar estas variações com o maior ou menor grau de demisturação albítica. Os valores de $2 V_x$ mais encontrados foram: 48° , 56° e 65° .

O **plagioclásio** nos charnockitos ácidos é tipicamente um **oligoclásio**: nos charnockitos intermediários é **oligoclásio** ou **andesina** e nos charnockitos básicos (piroxênio-granulitos) pode ser **andesina**, **labradorita** ou até **bytownita**. E' sempre anhe-

dral, mostra intercrescimento anti-pertítico apenas nos charnockitos ácidos e as geminações mais comuns são segundo as leis da Albita e Periclínio, a última mais abundante nos plagioclásios cálcicos. Foram determinados os seguintes conteúdos de An:

Oc. 7: An₄₇ Oc. 10: An₄₅ Oc. 12: An₂₅ Oc. 15: An₂₃ Oc. 23: An₂₂
Oc. 26: An₃₈ Oc. 54: An₆₂ Oc. 55: An₈₀ Oc. 80: An₆₀ Oc. 128: An₃₁

A **hornblenda** aparece em grãos solitários em charnockitos ácidos, é mineral essencial nos anfibolitos e charnockitos intermediários e tem ocorrência em abundância variável nos piroxênio-granulitos (ausente em camadas). Nos tipos básicos ela é do tipo pardo comumente descrito em rochas da fácies granulítico (Turner e Verhoogen, 1960).

Foram determinadas as seguintes propriedades

Oc. 7: $N_x = 1,679$; $N_z = 1,705$; $N_z - N_x = 0,026$; $2V_x = 65^\circ$; $Z:c = 12^\circ$
Hornblenda formada por uralitização.

Oc. 10: $N_x = 1,681$; $N_z = 1,705$; $N_z - N_x = 0,024$; $2V_x = 67^\circ$; $Z:c = 12^\circ$
X: amarelo palha; Y: pardo esverdeado; Z: verde oliva pardacento

Oc. 12: $N_x = 1,660$; $N_z = 1,683$; $N_z - N_x = 0,023$; $2V_x = 73^\circ$; $Z:c = 15^\circ$
X: amarelo palha; Y: pardo esverdeado; Z: verde pardacento

Oc. 15: $N_x = 1,646$; $N_z = 1,660$; $N_z - N_x = 0,014$; $2V_x = 80^\circ$; $Z:c = 23^\circ$
X: quase incolor; Y: verde pardacento;; Z: verde azulado

Oc. 26: $N_x = 1,670$; $N_z = 1,694$; $N_z - N_x = 0,024$; $2V_x = 71^\circ$; $Z:c = 16^\circ$
X: pardo claro; Y: pardo médio; Z: pardo escuro

Oc. 55: $N_x = 1,667$; $N_z = 1,692$; $N_z - N_x = 0,025$; $2V_x = 80^\circ$; $Z:c = 14^\circ$
X: amarelo palha; Y: pardo esverdeado; Z: verde pardacento

Oc. 80: $N_x = 1,667$; $N_z = 1,691$; $N_z - N_x = 0,024$; $2V_x = 72^\circ$; $Z:c = 18^\circ$
X: amarelo palha Y: verde pardacento; Z: pardo esverdeado

Não é possível caracterizar quimicamente e por via óptica estas hornblendas. Pode-se supor entretanto que as pardacentas, geralmente de maior índice sejam mais ricas de Fe” ’ e

menos hidratadas, como tem sido provado nas hornblendas formadas em alto PT.

A **biotita**, ao contrário da que se encontra no gnaisse Piedade, é sempre a variedade com absorção máxima pardo vermelho, $2 V_x = 0 - 10^\circ$ e índices relativamente baixos; $N_z = 1,632$ em média (mais ou menos 0,006 conforme a ocorrência). É por conseguinte um **meroxênio** (Tröger). Aparece em placas isoladas nos charnockitos.

A **granada** não é mineral freqüente nas rochas da série charnockítica. Quando ocorre, não parece estabilizada na fácies. Assim, aparece sempre como corôa de reação em outros minerais. Na Oc. 7 forma-se ao redor de magnetita e nas Oc. 54 e 55 como pequenos e perfeitos rombododecaedros, entre piroxênio uralitizado e plagioclásio (Fotom. 5,6). Nestas últimas ocorrências a granada tem $N = 1,79$ o que faz prever uma **almandina** com relação Al: Pi = 7:3 podendo conter até 30% de grossulária. (Uma segunda alternativa menos provável é a de tratar-se de uma grossulária com cêrca de 25% de molécula andradítica). O modo de formação do mineral parece indicar uma acomodação da rocha em fácies de menor PT (almandina-anfibolito).

Titanita e **epídoto**, como esperado, não foram encontrados em lâmina alguma.

O mineral mais característico nas séries charnockíticas tem sido sempre considerado o **hiperstênio**. Na região estudada foi encontrado na maioria dos diferentes tipos de rochas sempre acompanhado de piroxênio monoclinico; **diopsídio**. O último é sempre mais abundante. Ambos os piroxênios se apresentam da mesma forma; em grãos anhedrais por vêzes amebóides na textura granoblástica dos granulitos e tendendo ao idiomorfismo em grãos isolados nos charnockitos ácidos.

O **hiperstênio** tem as características que têm sido descritas comumente em outras zonas charnockíticas. Pleocróico nos tons X: róseo, Y: amarelado, Z: esverdeado, mostrando aproximadamente as mesmas tonalidades em qualquer tipo de ocor-

rência. As extinções, quando observadas em grãos com boa clivagem (raramente) e figuras de interferência centradas, são sempre retas. Preferimos admitir que as chamadas “extinções oblíquas anômalas” em hiperstênio pleocróico, freqüentemente mencionadas na literatura (Naidu, 1943), sejam antes devidas a falhas na interpretação de clivagens e “partings” e na obtenção de cortes ópticamente convenientes (Johannsen, 1938).

O **diopsídio** é incolor a esverdeado, podendo ser levemente pleocróico.

As determinações ópticas dos dois piroxênios são apresentadas abaixo, em conjunto. Após o enunciado das propriedades para cada espécimen, seguem-se as prováveis composições em termos de moléculas componentes, obtidas ópticamente com ajuda de diagramas publicados em Tröger. O diopsídio é expresso pelas moléculas; Wollastonita (Wo) CaSiO_3 , Enstatita (En) MgSiO_3 e Ferrosilita (Fs) FeSiO_3 e o hiperstênio pelas moléculas En e Fs.

Oc. 7

Diopsídio:

$N_x = 1,701$; $N_z = 1,727$; $N_z - N_x = 0,026$; $2V_z = 54^\circ$; $Z:c = 42^\circ$

Comp: $\text{Wo}_{45}\text{En}_{33}\text{Fs}_{22}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,731$; $2V_x = 50^\circ$

Comp: $\text{En}_{45}\text{Fs}_{55}$

Oc. 10

Diopsídio:

$N_x = 1,693$; $N_z = 1,721$; $N_z - N_x = 0,028$; $2V_z = 53^\circ$; $Z:c = 42^\circ$

Comp: $\text{Wo}_{44}\text{En}_{38}\text{Fs}_{18}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,732$; $2V_x = 50^\circ$ Comp: $\text{En}_{45}\text{Fs}_{55}$

Oc. 12

Diopsídio:

$N_x = 1,693$; $N_z = 1,720$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 53^\circ$; $Z:c = 39^\circ$

Comp: $\text{Wo}_{44}\text{En}_{38}\text{Fs}_{18}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,728$; $2V_x = 49^\circ$ Comp: $\text{En}_{47}\text{Fs}_{53}$

Oc. 23

Diopsídio:

$N_x = 1,683$; $N_z = 1,710$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 56^\circ$; $Z:c = 38^\circ$

Comp: $Wo_{48}En_{43}Fs_9$

Hiperstênio:

$N_z = 1,714$; $2V_x = 58^\circ$ Comp: $En_{63}Fs_{37}$

Oc. 26

Diopsídio:

$N_x = 1,695$; $N_z = 1,721$; $N_z - N_x = 0,026$; $2V_z = 52^\circ$; $Z:c = 39^\circ$

Comp: $Wo_{42}En_{39}Fs_{18}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,725$; $2V_x = 50^\circ$ Comp: $En_{55}Fs_{45}$

Oc. 54

Diopsídio:

$N_x = 1,693$; $N_z = 1,720$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 54^\circ$; $Z:c = 39^\circ$

Comp: $Wo_{45}En_{37}Fs_{18}$

Hiperstênio: alterado (?)

Oc. 55

Diopsídio:

$N_x = 1,694$; $N_z = 1,721$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 56^\circ$; $Z:c = 39^\circ$

Comp: $Wo_{48}En_{35}Fs_{17}$

Hiperstênio: alterado (?)

Oc. 80

Diopsídio:

$N_x = 1,692$; $N_z = 1,719$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 54^\circ$; $Z:c = 40^\circ$

Comp: $Wo_{45}En_{39}Fs_{16}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,732$; $2V_x = 50^\circ$ Comp: $En_{55}Fs_{45}$

Oc. 128

Diopsídio:

$N_x = 1,694$; $N_z = 1,721$; $N_z - N_x = 0,027$; $2V_z = 54^\circ$; $Z:c = 41^\circ$

Comp: $Wo_{45}En_{37}Fs_{18}$

Hiperstênio:

$N_z = 1,721$; $2V_x = 50^\circ$ Comp: $En_{55}Fs_{45}$

As composições acima obtidas foram projetadas em parte do diagrama triangular da fig. 18. Os pares de piroxênio coexistentes nas diferentes amostras acham-se ligados por linhas retas. Observa-se que há uma relação simpatética no conteúdo de molécula ferrosa nos dois piroxênios. Entretanto os piroxênios mais ferrosos não comparecem necessariamente nas rochas mais básicas (ocorrências marcadas no campo de projeção de diopsídios). Neste sentido não se estabeleceu regra alguma.

Wilson (1960) sugere uma interessante relação de causa e efeito que pode ser apreciada nos diagramas triangulares construídos da maneira acima. As linhas de ligação hiperstênio-diopsídio, se prolongadas para cima, na direção da molécula wollastonítica, cruzarão um dos dois lados superiores do triângulo, normalmente no lado Wo-En. As intersecções de numerosas linhas se formarão em uma região com um centro de maior densidade, correspondente a um valor (XMg ou XFe) que se lê diretamente no lado afetado do triângulo. Este número tem valor comparativo apenas e equivale à porcentagem de Wo que coincide com aquela área, na direção de En (XMg) ou na de Fs (XFe). A se concluir das primeiras tentativas de Wilson, um tanto criticadas por O'Hara (1960), parece que altos valores (comparativamente) de XMg são obtidos em granulitos mobilizados ou piroxênio-granulitos junto ao limite das fácies granulítico e anfibolítico. Para piroxênio granulitos progressivamente afastados daquele limite (maior PT) poder-se-ia esperar diminuição no valor de XMg .

Uma operação idêntica efetuada no diagrama deste trabalho, forneceria valores de XMg entre 20 e 30, considerado por Wilson suficientemente alto para colocar os charnockitos e granulitos em sub-fácies inferiores dentro do fácies granulítico.

c — Análises modais

Foram obtidos os seguintes resultados para as rochas anfibolíticas e granulíticas (pg. 94):

RELAÇÕES DIOPSÍDIO - HIPERSTÊNIO EM CHARNOCKITOS

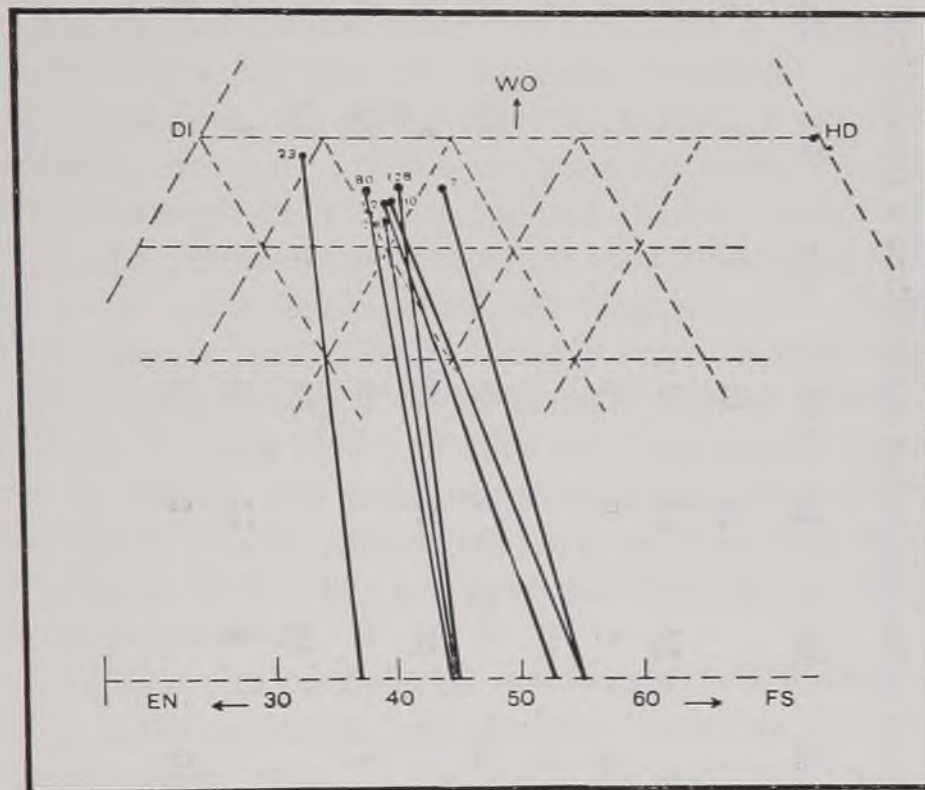


Fig. 18

Análises modais de rochas anfibolíticas e granulíticas

Oc. n.º	Feld K	Plag	Qz	Bi	Hb	Hi	Di	Gr	Mt	Ap	Ur*	Nome
7		49				18	21	1	4	1	6	Pir.-granulito
10		46			24	14	15		1	0,x		Pir.-granulito
12	22	42	5	8	7	6	8		1	1		Charnockito int.
15		43	5	5	42					0,x	5	Anfibolito
23	31	30	27	0,x	0,x	5	6		0,x			Charnockito ac.
26		35			20	10	27		8	0,x		Pir.-granulito
54		52		1	2		20	5	0,x	0,0x	19	Pir.-granulito
55		40			16		39	5	0,x	0,0x		Pir.-granulito
80		49			9	17	18		7	0,x		Pir.-granulito
128		61		18		5	8		5	3		Charnockito int.

* Ur = uralita

4 — DISCUSSÃO GERAL E PETROGÊNESE

a — **Gnaiss alcalino**

O nome “gnaiss sienítico” pelo qual foi conhecida até agora a rocha dominante do maciço do Matola (Ebert e outros), perde um pouco sua razão de ser ao se examinar a composição mineralógica. O nome teria sido dado por analogia ao sienito, rocha que para todos os autores modernos não possui quartzo ou o têm em quantidades inferiores a 5%. Não é evidentemente o caso presente (cf. pág. 59). Segundo Johannsen (1931) uma rocha magmática mineralogicamente similar à do Matola é classificada com o n.º 215 P e se chamaria “sodaclase-granito”. Pela classificação de Shand a rocha é caracterizada como: supersaturada, peralcalina, leucocrática, com proporções $Or > An$, e $Ab > Or$, equivalendo isto a um “soda-granito”. Segundo a classificação de Hatch, Wells e Wells (1949) a mesma se chama “álcali-granito sódico”. Usando-se os índices arbitrários álcali-cal de Peacock (1931) obtidos em diagrama de variação, a rocha do Matola não pode ser classificada como alcálica. O índice obtido, 55 a 60, caberia em parte na classe das calco-alcálicas (índices de 51 a 56) que poderiam também ser denominadas de sub-alcálicas.

A relação (em coeficientes moleculares) $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ para as diversas rochas com análises químicas efetuadas ou calculadas (pág. 65 a 71) forneceria os seguintes valores: Oc. 37 — 1,49; Oc. 106b — 1,04; Oc. 69b — 0,97; Oc. 114b — 1,12; Oc. 122 — 1,19; Oc. 111a — 1,64; Média calculada — 1,08; SJR 51 — 1,19; SJR 374 — 1,25. Verifica-se portanto que apenas a Oc. 69b satisfaz os requisitos estabelecidos por Shand para ser considerada peralcalina.

Outros autores (em Barth, 1952) classificariam a rocha, suposta ígnea, dentro da classe sub-alcálica.

Do exposto se conclui que não há concordância entre os estudiosos que abordaram a sistemática das rochas ígneas.

A nomenclatura das rochas metamórficas ainda é menos clara. A tendência é adotar adjetivos idênticos aos de rochas

gneas correspondentes química ou mineralógicamente. Heisch (1956) classificaria o gnaise do Matola como um álcali gnaise, englobando as variedades mineralógicas; riebeckita gnaise, egirina gnaise, etc.

Embora não corresponda inteiramente à maioria das definições apontadas, resolvemos adotar o nome “gnaise alcalino” porque é a que melhor explica as tendências petroquímicas da rocha. Na realidade, ela mostra em geral uma relação alumina/álcalis suficientemente baixa para provocar o aparecimento de minerais sódicos como a hastingsita e egirinaugita (Turner, 1960), nisto se diferenciando claramente dos gnaisses vizinhos.

No Brasil parecem ser raras as ocorrências de gnaisses alcalinos ou alcalinizados. O autor conhece rochas fenitizadas entre Caldas e Ibitiura, M. G. descritas por Guimarães, Ellert e mapadas por Ellert, Björnberg e Coutinho. Bem mais semelhantes aos do Matola na composição mineral e textura são certos gnaisses provavelmente fenitizados que ocorrem na borda da intrusão alcalina do Itatiaia e que estão sendo atualmente estudados por E. Ribeiro Filho. Sabe o autor também da existência de gnaise similar, provavelmente formado por metamorfismo regional, composto de microclínio, quartzo e egirinaugita, ocorrendo em Pernambuco ao longo da estrada Serra Talhada-Arcoverde (comunicação verbal da srta. Neuza de Mello).

Alguns gnaisses alcalinos semelhantes têm sido descritos na literatura mundial, e a eles atribuídas origens diversas.

Keyserling (1903) observa nos Alpes austríacos um gnaise de textura cristaloblástica formado por quartzo, microclínio, albita, riebeckita e egirina. Na falta de qualquer estrutura metasedimentar, admite que a rocha se tenha formado por pura recristalização metamórfica de uma antiga eruptiva. A inexistência de variações texturais, ausência de textura porfírica e limites nítidos com as encaixantes excluem para aquele autor a possibilidade de se tratar de antiga lava ou tufo. A ocorrência concordante com xistos encaixantes e a absoluta homogeneidade do gnaise, apontaria provavelmente uma ori-

gem em sill ou talvez lacólito. A situação e descrição geral da rocha bem como a textura microscópica, reproduzida em Harker (1932) se aplicam em linhas gerais também ao gnaiss do Matola.

Modernamente os gnaisses alcalinos têm sido considerados invariavelmente produtos de alcalimetassomatismo em escala tanto regional (migmatização, palingênese e granitização) como local (ação de contacto com diques de pegmatito e intrusivas alcalinas).

Os granitos e gnaisses riebeckíticos e egrínicos na África Equatorial e Ocidental pertenceriam à primeira categoria. E' o que se depreende dos trabalhos de Roques (1948), Chaput et al. (1954), Polinard (1951) e Mackay et al. (1952), êste último atribuindo o metassomatismo às rochas básicas e últrabásicas da região. Também na Suécia, Lundegarth (1953) assinala gnaisses alcalinos, produtos de metassomatismo durante migmatização gothiana. Já Mc Lachlan (1951) e King (1943) preferem ligar a formação de egrina-granulitos a metassomatismo local provocado por intrusões de pegmatito sódico. No trabalho de Mc Lachlan, os granulitos descritos são extremamente semelhantes aos gnaisses alcalinos do Matola. Faltam porém aqui, os pegmatitos.

Nos trabalhos mencionados, os autores referem-se freqüentemente a granitos e gnaisses biotíticos como base ou substrato para o metassomatismo.

E' o que nos sugere Quensel (1958) por exemplo, ao tratar do desenvolvimento de gnaiss hastingsítico e sienitos egrinaugíticos na região de Bysjön na Suécia. O aparecimento de hastingsita é atribuído à ação metassomatizante de um "rest magma" agindo sôbre um gnaiss granito potássico rico em biotita. Observa que há uma relação antipatética entre biotita e hastingsita nas rochas intermediárias e fornece uma fotomicrografia (pouco convincente) onde se pretende demonstrar a formação de hastingsita às custas de biotita. Ao mesmo tempo se desenvolveria microclínio e albita. A egrinaugita em rochas vizinhas teria uma origem paralela à hastingsita.

Na região da serra do Matola o observador pode se inclinar inicialmente a buscar a origem do gnaiss alcalino no gnaiss biotítico vizinho. Certas semelhanças químicas, mineralógicas e texturais (pág. 79 e fig. 14, 15) indicariam aparentemente a transformação metamórfica ou fracamente metassomática de uma rocha em outra. Na realidade é difícil provar esta hipótese. Faltam-nos primeiramente dados químicos reais dos minerais envolvidos nas reações. Sem aquêles é impossível demonstrar rigorosamente o processo.

Por outro lado certas evidências de campo e microscópicas são altamente sugestivas de independência de origem:

1.º Os contactos entre as duas rochas são bruscos. Em apenas um lugar (Oc. 122) é possível suspeitar de passagem química gradual em pequena escala. Aliás interações de contacto devem ser esperadas entre duas rochas submetidas aos mesmos processos metamórficos. Mesmo assim aquela mudança se faz em poucos metros e nem uma nem outra rocha perdem jamais suas individualidades: anfibólica de um lado e biotítica de outro.

2.º Os contactos horizontais são planos e regulares (salvo em zona de falha).

3.º Não se observaram inclusões de uma rocha em outra.

4.º Venulação pegmática se restringe aos gnaisses inferiores.

5.º Não se verificou ao microscópio um único caso de ocorrência de anfibólio em gnaiss biotítico. Por outro lado as raríssimas biotitas que se observam em algumas lâminas de gnaiss alcalino não mostram relações genéticas com a hastingsita.

E' também impossível admitir-se uma alcalinização do gnaiss do Matola por efeito de intrusões vizinhas. Não se encontram corpos ígneos a menos de 40 km das bordas do maciço (com exceção de raros e finos diques de diabásio inferidos magnetométricamente). Poder-se-ia imaginar que intrusões inferiores estejam encobertas. Mas então, estariam isoladas do gnaiss alcalino por espessa camada de gnaiss biotítico ou charnockítico não afetados (cf. fig. 7).

A melhor explicação para a gênese do gnaise do Matola seria ainda a mais antiga das sugeridas (Keyserling). Trata-se de rocha inicialmente já alcalina magmática, possivelmente efusiva. Nesse sentido alinham-se evidências mineralógicas texturais, geológicas e químicas:

1.º) A composição mineral é idêntica à de rochas ígneas quartzo-sieníticas ou de suas similares efusivas.

2.º) A granulação é relativamente fina.

3.º) A textura poderia ser considerada blastoporfirítica. Os “fenocristais” de feldspato alcalino e egirinaugita não mostram a típica estrutura crivada de neocristalização (poiquiloblástica). Nesse caso a interpretação provável é a de que sejam fenocristais reliquiares.

4.º) Em alguns pontos a rocha conserva o que parece ser uma estrutura fluidal (foto 13).

5.º) Provavelmente as faixas melanocráticas (гнаisse shonkinítico) ou alinhamento de máficos, presentes em qualquer afloramento representam variações verticais químicas e mineralógicas, acompanhando a estrutura fluidal.

6.º) A atitude do corpo alcalino e de sua estrutura maior é subhorizontal e concordante com as do gnaise biotítico subjacente.

7.º) Os esquemas de variação de óxidos (fig. 14) se identifica com os conhecidos para séries magmáticas diferenciadas.

8.º) Quimicamente o gnaise alcalino se identifica com álcali-riólitos e pantelleritos. Caso não tenha havido forte diferenciação metamórfica, as faixas melanocráticas representam o papel de derrames tefríticos (composição shonkinítica).

Não existem muitas evidências microscópicas que nos permitam acompanhar ou deduzir as modificações mineralógicas efetuadas durante o metamorfismo. Foi notada todavia, a existência de pertita grosseira apenas em porfiroblastos estando albita e microclínio perfeitamente individualizados e isolados na matriz fina. Este fato sugere a formação inicial de feldspatos sódico-potássicos (sanidina, anortoclásio, etc.) homogêneos à alta temperatura. A deformação e metamorfismo subsequente

levou-os a se estabilizar em temperaturas mais baixas, demisturando-se as moléculas sódicas e potássicas. Êsse processo é naturalmente completo nos grãos pequenos da matriz e mais difícil nos fenocristais agora pertíticos. Entre os componentes máficos pode-se admitir igualmente, uma transformação de micrólitos de piroxênio sódico em hastingsita (mais estável nas condições de metamorfismo regional). Os fenocristais teriam sofrido pequena ou nenhuma transformação. Ressalte-se aqui, além da diferença em tamanho entre hastingsita e egirinaugita, também o fato da hastingsita mostrar acentuada orientação preferencial, não verificada nos piroxênios.

Os acessórios: apatita, titanita e allanita, estariam como o esperado, concentrados em faixas básicas na rocha ígnea original pois tendem a mostrar relações quantitativas simpatéticas com os máficos. Dêstes, como demonstram as provas autorradiográficas, a allanita mostra ser radiotiva. Entretanto a própria titanita é em parte levemente radioativa. A primeira suspeita surgiu da côr avermelhada de muitos grãos ou manchas de grãos. Esta côr é indicativa da variedade mais rica em Fe³⁺ e de Ce e Y que freqüentemente acompanham o Th neste mineral. Decisiva foi a observação de halos pleocróicos ao redor de titanita quando esta se inclue em anfibólios e piroxênios sódicos.

Nenhum dos tipos estudados ao microscópio parece ter sido modificado de maneira significativa por processos hidrotermais ou deutéricos. Não há estruturas ou minerais padrões indicativos. Um certo número de veios de quartzo cortando discordantemente o gnaisse alcalino, foi observado no campo, mas êstes são raros e não afetaram a encaixante em suas vizinhanças. Os únicos efeitos que poderiam ser atribuídos à ação hidrotermal, são: muscovitização de raros e pequenos grãos de mineral desconhecido e talvez, aumento de mobilidade de sílica e granulação do quartzo ao longo de lentes. Duas amostras apenas, mostraram efeitos de ação hidrotermal mais intensa. Uma provém do ribeirão da Onça e será comentada adiante. Outra é a Oc. 111a.

Assim, todos os característicos petrográficos, aliados aos geológicos levam a admitir que o gnaisse alcalino não sofreu em geral modificações hidrotermais, tendo sido quase completamente mascarada uma eventual estrutura proto ou cataclástica anterior. O conteúdo de U ou Th é original e está ligado aos acessórios primários, principalmente allanita. Estes, por sua vez estão mais concentrados nas faixas shonkínicas sendo que estas não representam mais que diferenciações primárias no magma alcalino. No caso, a rocha original parece ter sido vulcânica extrusiva. E' de se prever então, a ocorrência de variações verticais de composição acompanhando a estrutura fluidal e gerando, por diferenciação e movimentos intensificados, as faixas melanocráticas estiradas.

Na falta de análises químicas precisas, o conteúdo de Th da rocha foi calculado através de análise microscópica. E' certo que a precisão não é grande, pois o cálculo em platina integradora da porcentagem dos minerais mais raros produz êrros proporcionalmente maiores. Fez-se porém uma pesquisa mais demorada especialmente para a allanita, onde deve estar armazenada tôda a substância radioativa da rocha. A porcentagem ponderal média que se pode calcular para a allanita, no maciço do Matola é de 0,6%. O conteúdo máximo em Th que o mineral pode conter (Heinrich) fica ao redor de 3% o que dá uma porcentagem de Th para a rocha de 0,018%. Êste é um valor máximo.

Ainda sob êste aspecto, a amostra de ribeirão de Onça (pág. 60) constitui exceção. Seu altíssimo teor de allanita anisótropa e metamíctica (23,5%) permitem calcular um teor máximo de Th ao redor de 0,7%, trinta e nove vezes maior que o do gnaisse alcalino médio e cêrca de doze vezes maior que o encontrado em amostras escolhidas de gnaisse rico em egirinaugita.

Djalma Guimarães (1960) estudou e discutiu amostras desta rocha, que lhe foram entregues pelo Eng. Sílvio Guedes o qual também nos enviou duplicatas. Evidentemente a amostra de Guimarães não foi retirada da mesma camada de onde pro-

veio a rocha aqui examinada. São vários os pontos discordantes. Guimarães diz ser a rocha constituída de quartzo, epidoto, allanita, ortita (?), bastnaesita, anfibólio e granada, enquanto a amostra em estudo apresenta grande quantidade de feldspato potássico, egirinaugita e apatita. Não foi observada também a presença de bastnaesita e granada, sendo mínima a quantidade de epidoto (em fina zona externa sôbre allanita).

Numerosos também são os pontos de contacto. Trata-se de rocha melanocrática onde o quartzo forma lentes alongadas. Como observa aquêl autor, destacam-se na rocha, manchas de côr vermelho escura, alongadas, que estão envolvidas por mineral de propriedades ópticas variáveis (zonas isótropas). O quartzo (e apatita no caso atual) acha-se fissurado tanto radialmente (efeito de aumento de volume de allanitas vizinhas) como ao longo da direção de gnaissificação. Êste último tipo de fissura atravessa qualquer mineral, sendo especialmente bem observado na egirinaugita.

A ocorrência é a mesma, e em linhas gerais as rochas se correspondem, havendo apenas diferença de composição mineral fàcilmente explicáveis. Assim é possível fazer alguns reparos às conclusões de Guimarães em certos pontos importantes.

A estrutura e a mineralogia desta rocha, mostra claramente que se trata do gnaisse melanocrático alcalino. Estão aí presentes as mesmas variedades de máficos sódicos, associados aos mesmos minerais, siálicos e idênticos acessórios (com duas exceções). A disposição dos elementos em uma estrutura gnaissica é a conhecida. Ao contrário do que afirma Guimarães, não se observam aspectos estruturais e texturais que permitam supor ser a rocha um produto de metamorfismo de contacto (escarnito). Se assim fôsse teríamos também que acreditar em um metamorfismo de contacto em cada uma das faixas melanocráticas de espessuras de milímetros aqui, centímetros ali e muitos metros acolá, espalhadas por todo o maciço alcalino. Isto levaria ao absurdo de se supor um metamorfismo de contacto difuso e regional. A rocha pois, não é um escarnito,

mas sim, como já foi dito, um produto “shonkinítico” de diferenciação magmática, metamorfizada regionalmente.

Guimarães cita a presença de um mineral que não observamos em qualquer amostra de gnaiss; bastnaesita. Sua presença nesta rocha nos parece anormal ou improvável. Trata-se de mineral encontrado em rochas carbonáticas, especialmente carbonatitos, que não apresentam a mais leve semelhança com os gnaisses shonkiníticos. Lembra-se a possibilidade deste mineral ser facilmente confundido com xenotima ou mesmo zircão.

A rocha melanocrática que estudamos, do ribeirão da Onça, mostra a mesma extensiva allanitização descrita por Guimarães. As relações de gênese porém diferem. Aqui, a allanita aparece primariamente em grãos independentes ou agregados. Entretanto a forma paragenética mais conspícua é a secundária, em associação com zircão, titanita e apatita. Em qualquer forma ela se apresenta parcialmente metamictizada. Quando anisótropa é pardo avermelhada escura e pleocróica, e quando metamictizada é pardo sépia mais límpida ou amarelo dourado (neste casos por vezes substituída por agregados confusos de mineral desconhecido). A forma secundária de gênese é claramente demonstrada pela corrosão sofrida pelos cristais de titanita. Esta perde então o seu idiomorfismo (presente em outros locais) e se mostra como restos esfarrapados dentro de agregados de allanita. Os numerosos agregados de apatita são invariavelmente envoltos por allanita que mostra também uma estrutura secundária nítida. Contudo, a apatita, ao contrário da titanita, não se mostra corroida mas apenas fissurada.

Parece assim, que neste caso houve (excepcionalmente) uma ação hidrotermal intensa, ao longo da faixa shonkinítica. Ela explicaria melhor do que qualquer outra hipótese, o aumento da quantidade de quartzo de cordões, a alteração da titanita, a mobilização e redeposição de allanita secundária e em parte, a própria metamictização da allanita (hidrólise auxiliando a ação radioativa). Explica ainda a concentração anormal deste mineral. As soluções allanitizantes teriam percolado a zona shonkinítica rica de minerais radioativos primários

(inclusive titanita) alterando-os. Posteriormente precipitou-se allanita secundária em regiões mais ricas de apatita, as quais lhe serviram de núcleo de cristalização.

Acredita-se que êste tipo de rocha shonkinítica tenha formação local esporádica. Apenas a Oc. 111a mostrou os mesmos fenômenos.

b — **Gnaisses subjacentes**

O **gnaisse Piedade** mostra certas peculiaridades que permitem traçar uma origem diversa da do alcalino. Uma diferenciação metamórfica em pequena escala e um certo grau de metassomatismo é revelado pela presença em determinados leitos de porfiroblastos de microclínio e formação de pegmatitos (em parte por substituição). Esta atividade nos permite supor ter a rocha sofrido metamorfismo anterior à formação do gnaisse alcalino. A hipótese de Ebert atribuindo idade mais recente (algonquiana) para o último é portanto sustentável.

Junto aos contactos, o gnaisse biotítico parece mostrar maior semelhança com o gnaisse alcalino, manifestada pela textura, enriquecimento em feldspato potássico, aumento de Ab no plagioclásio e aparecimento de allanita em maior quantidade. Indica-se assim uma restrita interação metassomática nestes níveis.

Os processos de deformação e recristalização sofridos pelo gnaisse Piedade não apagaram completamente, em algumas zonas, vestígios de uma textura blastopsamítica. Admite-se ter a rocha evoluído de um sedimento areno-argiloso impuro e relativamente básico; uma grauvaca. E' o que sugere sua composição química e mineralógica. A idéia é reforçada pela presença de ponderáveis quantidades de quartzo e riqueza de micas, especialmente biotita.

A estrutura bandeada pseudo-migmatítica deve representar a antiga estratificação, a se julgar pela atitude subhorizontal.

Os **gnaisses charnockíticos** subjacentes, por sua vez, divergem marcadamente dos anteriores. Por fugir ao objetivo prin-

cial dêste trabalho não nos preocupamos em caracterizar esmiuçadamente os charnockitos já extensivamente tratados na literatura. Limitamo-nos pois a assinalar alguns feitos geológicos e petrográficos mais importantes.

São estas rochas sempre encontradas associadas ou intrusivas em granitos arqueanos ou gnaisses “sêcos” em ambiente quase desprovido de água (Barth, 1952). Entretanto na zona do Matola os charnockitos se unem a gnaisses ricos em biotita e outros minerais hidratados, em flagrante contraste de fácies. Sua posição estratigráfica nos parece, pois, anômala.

São duvidosos na região os chamados charnockitos ígneos. Os que mais se lhe aproximam estruturalmente são os membros ácidos de textura **grosseira**. Ainda assim, exibem sempre gnaissificação incipiente. Por outro lado os têmpos básicos da série mostram, mesmo em escala microscópica, variações mineralógicas em leitos paralelos apontando uma provável origem em rochas supercrustais (sedimentos ou tufos básicos). É admissível nestas condições, que os charnockitos ácidos representem frações destiladas dos piroxênio-granulitos mobilizadas e introduzidas nos mesmos como magma palingenéticos. Infelizmente a raridade e má condição dos afloramentos não nos permitiu observar contactos intrusivos. Nesse sentido averiguamos apenas a existência de alguns pegmatitos.

Mineralogicamente a série charnockítica exhibe os característicos conhecidos, especialmente freqüência de orto e clinopiroxênios associados, pertitas e antipertitas e ausência de micas, epídoto e titanita. As associações feldspáticas sugerem (Quenzel, 1951), uma demisturação de feldspatos primários homogêneos em rochas submetidas por longo tempo a temperaturas apropriadas. Não foram notadas reações ou passagens de um mineral para outro como tem sido observado especialmente entre os máficos. Vários autores (Groves, 1935; Ramberg, 1948) postulam nos charnockitos uma série de reação inversa à de Bowen, isto é;

biotita → hornblenda → augita → hiperstênio

Outros (Gosh, 1941; Parras, 1958) discutem a reação diopsídio — hiperstênio — granada, com acidificação do plagioclásio e formação de quartzo secundário. Estas reações levam à formação de coroas, bordas quelifíticas e substituições várias, interpretadas por Groves como modificações devidas a metamorfismo dinâmico. Estão estas estruturas quase inteiramente ausentes nos granulitos do Matola, com exceção da zona da Oc. 54.

Afigura-se, portanto, que os minerais cristalizaram-se em ambiente plutônico não sofrendo subseqüentemente reações retrometamórficas, a não ser perto do contato com gnaiss biotítico. A textura geral das rochas charnockíticas, e em particular o desenvolvimento pronunciadamente poiquiloblástico de piroxênio nos granulitos indicam uma origem certamente metamórfica para as mesmas.

Os anfibolitos associados devem ser interpretados também como rochas básicas metamorizadas no mesmo ambiente dos granulitos. Obviamente sua formação está condicionada a uma queda na fácies metamórfica, que será analisada adiante.

c — **Fácies metamórfica na região**

Faltam, na zona estudada, xistos pelíticos que nos permitissem determinar com precisão o grau de metamorfismo atingido.

Parece-nos entretanto caracterizada para os gnaisses Piedade e alcalino a **fácies almandina-anfibolito** de Turner e Verhoogen (1960) anteriormente denominada fácies anfibolito por Eskola (1939). Os primeiros autores distinguem aqui, quatro sub-fácies em ordem de grau (temperatura) de metamorfismo crescente:

estauroлита-almandina	(zona da estauroлита de Barrow e Tilley)
sillimanita-almandina-muscovita	(zona da cianita " " ")
sillimanita-almandina-muscovita	(zona de sillimanita " " ")
sillimanita-almandina-ortoclásio	

Em xistos quartzo-feldspáticos é característica em qualquer das sub-fácies, a associação:

quartzo — feldspato potássico — plagioclásio — biotita — muscovita, que é a paragênese do **gnaisse biotítico Piedade**. Nas duas primeiras sub-fácies o epidoto pode aparecer estável mas tende a desaparecer a seguir. O plagioclásio é oligoclásio ou andesina aumentando o teor de An a medida que aumenta o grau na fácies. O feldspato potássico é especificamente o microclínio nas primeiras e ortoclásio nas últimas sub-fácies.

Assim, acreditamos correta a classificação da associação completa:

quartzo — microclínio — oligoclásio (An_{21}) — biotita — muscovita — epidoto, do gnaisse Piedade, dentro da fácies almandina-anfibolito e sub-fácies estauroлита-almandina (ou cianita-almandina-muscovita). A idéia é reforçada pela ligação, ao sul da zona estudada do gnaisse biotítico com micaxistos contendo cianita, granada e estauroлита (série Andrelândia de Ebert, cf. pág. 29).

Já os **gnaisses alcalinos** mostram uma paragênese mineral mais problemática. Sua composição peculiar não tem sido considerada devidamente na literatura, em virtude talvez da raridade de ocorrência. Não encontramos porém nestas rochas, minerais índice de fácies inferior ou superior à fácies anfibolito. Apenas a albita poderia ser arguida, mas sua presença está certamente explicada na natureza alcalina da rocha original. Pouco sabemos a respeito do campo de estabilidade metamórfica da egirinaugita e hastingsita. Banno (1959) admite a presença de augita pouco sódica dentro da fácies almandina-anfibolito e Fyfe, Turner e Verhoogen (1958) supõem a estabilização de quartzo e albita ao lado de piroxênio sódico.

As possibilidades paragenéticas, o aspecto textural e situação geológica similares, permitem concluir que tanto o gnaisse alcalino como o biotítico sofreram metamorfismo que os deixaram estabilizados nas primeiras sub-fácies da fácies almandina-anfibolito. Supõem Turner e Verhoogen que nestas condições, a temperatura de formação esteja ao redor de 500 — 600°C, e a pressão reinante, em cêrca de 4.000 bars.

Nos **charnockitos** e **piroxênio-granulitos**, associação de hiperstênio, diopsídio, feldspato pertítico e antipertítico, bem como de titanita e minerais hidratados mostram indiscutivelmente que as rochas pertencem à fácies granulito de Eskola, indicando altas pressões e temperaturas de metamorfismo.

Por outro lado, na zona estudada, aparecem intercaladas nos granulitos, faixas ricas em hornblenda pardo esverdeada (anfíbolitos), a qual, também pode se formar ao lado de piroxênio sem evidências texturais de desequilíbrio.

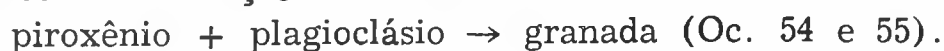
Estão aqui caracterizadas as duas sub-fácies: hornblenda-granulito (menor PT) e piroxênio-granulito (maior PT) de Turner e Verhoogen. Estes autores acreditam que a transição de uma a outra sub-fácies se deva principalmente à modificação de temperatura. No caso em questão, dada a intercalação íntima de faixas de duas sub-fácies, julga o autor que a variação se deveu antes à pressão d'água, mais acentuada, durante o metamorfismo, nas faixas ora hornblêndicas:



O fato deve ser correlacionado necessariamente com flutuações de conteúdo de água original, armazenada irregularmente nas diversas camadas de uma rocha inicialmente heterogênea (como tufos por exemplo).

A cor pardo esverdeada do anfíbolio dos granulitos indica alta temperatura de formação para as rochas anfibólicas. Por outro lado o diagrama da fig. 18 faz-nos suspeitar que nos charnockitos e piroxênio-granulitos, a temperatura tenha sido relativamente baixa (para a fácies). Assim, julgamos que os dois grupos de rochas se formaram aproximadamente a uma mesma temperatura, ao redor de 750°C, segundo os autores acima citados.

Transição para as fácies almandina-anfíbolito iniciou-se apenas em estreita faixa junto ao gnaisse biotítico. É o que se depreende da reação retrometamórfica:



5 — ESTUDO MINERALÓGICO ESPECIAL — OS MINE- RAIS RESPONSÁVEIS PELA RADIOATIVIDADE NO MACIÇO

a — No gnaïsse alcalino fresco

Na falta de aparelhagem exigida para a moagem de porções ponderáveis e significativas da rocha, o método seguido foi o de laminação, pesquisa óptica e autorradiográfica.

Com êste fim, foram cortadas e laminadas 49 amostras das mais variadas ocorrências no maciço de Matola. As secções compõem uma área de cêrca de 200 cm².

Secções delgadas descobertas e sem a camada superior de bálsamo do Canadá foram enviadas ao Departamento de Biologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo para sofrerem o processo de autorradiografia. Sôbre elas foram colocados filmes especiais Kodak, os quais se impressionaram durante 30 dias, sendo afinal revelados. O exame microscópico da película mostrou numerosas pistas de bombardeamento de partículas alfa nas áreas ocupadas pelo mineral **allanita** (fotom. 22).

Nas lâminas cobertas foram estudadas as associações e estruturas da allanita e de qualquer outro mineral suspeito de radioatividade, e determinadas por contagem em platina integradora, suas porcentagens. As observações podem ser assim resumidas:

— A allanita se associa preferencialmente à egirinaugita, hastingsita, apatita e titanita nos leitos mais ricos dêstes minerais, podendo êstes leitos ter espessuras milimétricas.

— Em alguns leitos a allanita se apresenta em grãos independentes podendo estar recoberta externamente por allanita mais fracamente pleocróica, algumas vezes parcialmente metamictizada. Em outras ocorrências aparece como núcleo de cristais idiomórficos de epidoto. Em ainda outras ocorrências ela é claramente secundária, substituindo como monocrystal ou agregado, a titanita (fotom. 17) que por sua vez aí se apre-

senta em restos granulares inclusos. Nestes mesmos leitos a allanita envolve cristais e cimenta agregados de apatita.

— A contagem com platina integradora revelou para a allanita uma quantidade de 0,x% na rocha, admitindo-se um valor máximo de 0,6. Para valores desta ordem diminui muito a precisão do método. Idealmente se requereria moagem de maiores quantidades de rocha, separação de fração pura do mineral e cálculo da porcentagem por pesagem.

— Outros minerais parecem ser fracamente radioativos. Tal é o caso da titanita, que quando mais fortemente colorida pode causar formação de halo pleocrômico em hastingsita (oxidação do Fe²⁺). Já o zircão mostra sempre auréola bem desenvolvida quando incluso em hastingsita. A porcentagem deste mineral na rocha é porém muito inferior à dos outros acessórios.

b — No solo

Foram efetuadas 177 perfurações em malha de 400m cobrindo as áreas das principais anomalias: I, II, III, IV e V marcadas no mapa radiométrico 1:25.000. Cada furo recebeu um número marcado nas malhas decalcadas nas fotografias aéreas. As fotos acham-se em poder da PROSPEC. As perfurações, feitas a trado, tem profundidade média de 5m, tendo sido recolhidos amostras de metro em metro, as quais foram remetidas à PROSPEC e desta ao Conselho Nacional de Energia Nuclear para perfilagem radiométrica.

De alguns furos, foi feita amostragem completa, tendo as amostras de quatro deles sido enviadas ao Departamento de Mineralogia e Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

São eles os:

Furo 177 da Anomalia	V	17	amostras
Furo 159 da Anomalia	V	39	amostras
Furo 77 da Anomalia	IV	15	amostras
Furo principal Anomalia	II	7	amostras

Estas amostras de solo ensacadas em volumes de mais ou menos um quilo foram quarteadas, pulverizadas até 50 meshes e em seguida submetidas a radiometria.

Perfilagem radiométrica em "scaler"

De cada amostra (numeração crescente com a profundidade) tomou-se 2,7 gr. de pó que se colocou em cápsulas metálicas de base circular com 2,5 cm de diâmetro. Tanto nas medidas com o cintilador como nas medidas com Geiger-Mueller, a distância entre a superfície livre do pó e o detector foi de 1,5 cm. Fez-se estudo comparativo de cada exemplar, com amostras convenientemente enriquecidas com ThO_2 e outras com U_3O_8 . Dada a baixa radioatividade das amostras, julgou-se conveniente exprimir os resultados em termos do limite superior do conteúdo total de urânio e tório equivalentes.

Anomalia V Furo 177

Horizonte do solo	Profundidade em metros	Amostra n.º	$U_3O_8 + ThO_2$ menor ou igual a
AB	0-0,20	1	0,020%
B	0,20-0,30	2	0,020%
B	0,30-0,40	3	0,020%
B	0,40-0,50	4	0,019%
B	0,50-0,60	5	0,018%
B	0,60-0,80	6	0,016%
B	0,80-1,00	7	0,015%
B	1,00-1,25	8	0,015%
B	1,25-1,50	9	0,017%
B	1,50-1,75	10	0,020%
B	1,75-1,95	11	0,018%
B	1,95-2,00	12	0,018%
B	2,00-2,10	13	0,017%
B	2,10-2,20	14	0,016%
B	2,20-2,40	15	0,018%
B	2,40-3,00	16	0,014%
B	3,00-3,40	17	0,014%

Anomalia V Furo 159

Horizonte do solo	Profundidade em metros	Amostra n.º	$U_3O_8 + ThO_2$ menor ou igual a
B	0-0,15	1	0,016%
B	0,15-0,30	2	0,014%
B	0,30-0,45	3	0,012%
B	0,45-0,60	4	0,012%
B	0,60-0,75	5	0,012%
B	0,75-0,90	6	0,011%
B	0,90-1,05	7	0,011%
B	1,05-1,20	8	0,010%
B	1,20-1,35	9	0,010%

Anomalia V Furo 177

Horizonte do solo	Profundidade em metros	Amostra n.º	U ₃ O ₈ + ThO ₂ menor ou igual a
B	1,35-1,50	10	0,009%
B	1,50-1,65	11	0,010%
B-C	1,65-1,80	12	0,010%
B	1,80-1,90	13	0,010%
B	1,90-2,05	14	0,010%
B	2,05-2,20	15	0,017%
B-C	2,20-2,30	16	0,010%
B-C	2,30-2,35	17	0,010%
B-C	2,35-2,40	18	0,010%
C	2,40-2,50	19	0,010%
C	2,50-2,65	20	0,010%
C	2,65-2,80	21	0,010%
C	2,80-2,95	22	0,009%
C	2,95-3,10	23	0,009%
C	3,10-3,25	24	0,009%
C	3,25-3,35	25	0,008%
C	3,35-3,45	26	0,008%
C	3,45-3,55	27	0,008%
C	3,35-3,65	28	0,008%
C	3,65-3,75	29	0,009%
C	3,75-3,85	30	0,009%
C	3,85-3,85	31	0,007%
C	3,95-4,05	32	0,008%
C	4,05-4,20	33	0,009%
C	4,20-4,35	34	0,009%
C	4,35-4,50	35	0,007%
C	4,50-4,60	36	0,008%
C	4,60-4,70	37	0,007%
C	4,70-4,85	38	0,007%
C	4,85-5,00	39	0,007%

Anomalia IV Furo 77

Horizonte do solo	Profundidade em metros	Amostra n.º	U ₃ O ₈ + ThO ₂ menor ou igual a
A	0-0,10	1	0,030%
B	0,50-0,65	5	0,031%
B	1,00-1,15	10	0,030%
B	1,70-1,90	15	0,045%

Anomalia II Furo principal

Horizonte do solo	Profundidade em metros	Amostra n.º	U ₃ O ₈ + ThO ₂ menor ou igual a
A	0-0,10	1	0,040%
B	0,10-0,40	2	0,070%
B	0,40-0,60	3	0,080%
B	0,60-0,80	4	0,090%
B	0,80-1,00	5	0,10 %
B	1,00-1,20	6	0,11 %
B	1,20-1,30	7	0,12 %

Verificada maior radioatividade para os solos das Anomalias II Furo principal e Anomalias IV Furo 77, procedeu-se pelos métodos usuais em sedimentologia, à separação de frações granulométricas do material de perfuração total.

De cada sacola de amostra, retiraram-se por quarteamento, quantidades iguais de solo, perfazendo 3 kg para cada furo. Em seguida, por decantação e lavagem, separou-se fração siltico-argilosa até 70 μ . A parte arenosa foi passada por diversas peneiras, sendo depois pesadas as frações de material sêco. Os resultados foram os seguintes:

Anomalia II Furo principal

Anomalia II Furo principal			
	Fração	Granulação em mm	Pêso da fração em gr
Amostragem total 3.000 gr	Cascalho	1,651-10,000	87
	Areia grossa	0,297- 1,651	418
	Areia fina	0,070- 0,297	1192
	Silte + argila	< 0,070	1303

Anomalia IV Furo 77

Anomalia IV Furo 77			
	Fração	Granulação em mm	Pêso da fração em gr
Amostragem total 3.000 gr	Cascalho	1,651-10,000	102
	Areia grossa	0,297- 1,651	473
	Areia fina	0,070- 0,297	1211
	Silte + argila	< 0,070	1214

Foram a seguir tomadas amostras quarteadas de cada fração e levadas ao “scaler” para a avaliação de radioatividade. Todos os passos seguintes revelaram identidade de resultados, para as operações com amostras dos dois poços. Transcreve-se aqui os resultados obtidos com a perfuração da Anomalia II Furo principal:

Medidas com Geiger-Mueller (radiações β)

Fração	Pêso da amostra na cápsula	Pulsações/min	Pulsações/min/gr
Cascalho moido	4,34	14,7	10,6
Areia grossa	4,55	11,1	9,5
Areia fina	4,55	12,9	9,9
Argila	2,85	15,0	11,2
Background		9,1	

Medidas com cintilador (radiações γ)

Fração	Pêso da amostra na cápsula	Pulsações/min	Pulsações/min/gr
Cascalho moido	4,34	360,9	333,2
Areia grossa	4,55	330,8	326,2
Areia fina	4,55	335,8	327,6
Argila	2,85	368,3	340,2
Background		325,0	

Observa-se pois, que a fração mais radioativa é a argilosa seguida sucessivamente pela de cascalho, areia fina e grossa.

A substância radiativa deveria estar concentrada entre os pesados, tanto por ser esta a regra geral como pela suspeita levantada pela côr vermelha hematítica apresentada pelo cascalho moido (e não lavado) e pela fração argilosa. Mas a fração que proporcionava melhores condições para o trabalho subsequente de separação de minerais pesados, era a da areia fina.

Assim, as 1192 gr. desta areia sofreram o processo de separação em bromofórmio. Retiraram-se 44,9 gr. de minerais pesados.

Foi esta fração em seguida submetida à separação magnética (com ímã comum) e eletromagnética (separador isodinâmico de Frantz). Conseguiram-se as seguintes sub-frações:

separada por ímã de mão			35,40
separada em eletro-ímã:	0-0,1 ampères :		2,70
	0,1-0,3 ampères :		2,05
	0,3-0,5 ampères :		1,85
	0,5 ampères :		2,90
			44,9 gr

Amostra de cada uma destas frações e mais da areia quartosa estéril foi então submetida à avaliação comparativa de radioatividade no “scaler” usando-se agora apenas o cintilador. Foram êstes os seguintes resultados:

Sub-fração	Pêso da amostra em cápsula	Pulsações/min	Pulsações min/gr
Areia estéril	4,50	322,0	316,5
Magnética ao ímã manual	7,92	364,0	321,2
	0-0,1	2,70	572,4
Separada em eletro-ímã	0,1-0,3	2,05	490,2
	0,3-0,5	1,43	762,6
	0,5	2,24	835,4
Background		315,0	

Procedeu-se a seguir ao exame microscópico dos minerais e cada uma destas sub-frações. Foram êstes os resultados:

Areia estéril — Composta quase que exclusivamente de quartzo, com mínima porcentagem de caulim limonítico.

Magnética ao ímã manual — Quase exclusivamente magnetita carregando mínima fração de ilmenita e agregados limoníticos, quartzo e epídoto.

Separada em eletro-ímã entre 0 — 0,1 ampères — Cêrca de 70% de ilmenita, 25% de agregados finos limoníticos e 5% de epídoto, quartzo e agregados finos amarelos.

Separada em eletro-ímã entre 0,1 e 0,3 ampères — Cêrca de 70% de agregados finos limoníticos, 15% de agregados fi-

nos amarelos e 10% de ilmenita, 5% de epídoto, quartzo e zircão.

Separada em eletro-ímã entre 0,3 e 0,5 ampères — Cêrca de 50% de agregações finos amarelos, 40% de agregados finos limoníticos e 10% de zircão, quartzo, epídoto, caulim limonítico, galena e barita.

Separada em eletro-ímã em mais que 0,5 ampères — Cêrca de 80% de zircão, 10% de quartzo e 10% de agregados finos amarelos, caulim, galena e barita.

Uma comparação entre os dados de radioatividade relativa da tabela, e os da composição mineral mostra que o mineral suspeito de radioatividade deve estar contido nos **agregados finos amarelos**. Êstes ao microscópio nada revelaram pois são constituídos de partículas sub-microscópicas ligeiramente coradas de óxidos de ferro e associadas com pequena parcela de um mineral amorfo incolor e levemente pardacento. São altos os índices de refração para os dois tipos de minerais, especialmente o primeiro. O mineral amorfo parece ter índices bastante variáveis. Foram seperados manualmente cêrca de 1000 grãos de agregados para os exames subseqüentes. A côr desta fração pura a olho nu é intensamente dourada à luz do sol. À lupa de 10x e 30x os grãos individuais têm côr amarelo pálido com pouca variação de intensidade. Freqüentemente mostram brilho assetinado a adamantino em certas superfícies mais transparentes. Outras vezes não têm brilho algum e exibem um aspecto quase terroso. Os agregados são porosos e frágeis esmagando-se com a máxima facilidade na ponta da pinça.

Outros minerais que devem ser responsáveis por parte menor de radioatividade são o zircão e os agregados limoníticos. Pouco há a se dizer sôbre o **zircão**. Mostra à lupa e ao microscópio as propriedades usuais. Aparecem invariavelmente como prismas biterminados, incolores individualmente, mas levemente pardo róseos quando reunidos em fração pura. Os agregados limoníticos são de difícil estudo ao microscópio. São heterogêneos, incluindo partículas de quartzo, sericita e outras substâncias não identificadas inclusive uma amorfa de coloração parda variável e índices altos, que poderiam ser a mesma

já encontrada nos agregados amarelos. Mas a maior parte do agregado é composto de óxidos de ferro amarelos à vermelho intenso, cristalinos ou amorfos. À lupa os agregados exibem aspecto terroso e côr parda característica da limonita. São um tanto porosos e menos friáveis que os agregados amarelos.

A fração mais radioativa composta dos agregados limoníticos e amarelos foi levada a um espectroscópio simples de emissão Gaertner. Não se observaram claramente as raias do tório e nenhuma das do urânio. A mesma coisa sucedeu quando se ensaiou com pó mais puro dos agregados amarelos. As zonas em que deveriam aparecer raias de Th estavam ocupadas por um sem número de raias de outros elementos, (podendo estar incluídas as do Th?). As raias do urânio claramente inexistem. Assim a espectroscopia não revelou qualquer coisa de positivo quanto a natureza do elemento radioativo, ou por falta de sensibilidade do aparelho, ou por falta de prática do operador ou por outro motivo. Por exclusão da possibilidade de urânio entretanto, pode-se admitir o tório como o agente causador de radioatividade.

O mesmo pó formado pelo mineral dos agregados amarelos foi depois submetido ao Raio-X. Em duas exposições conseguiu-se diagramas de pó com as raias conferindo com as do **anatásio** (comparação com fichário da ASTM). Raias muito fracas estranhas ao mineral podem ser atribuídas a impurezas e uma auréola interna escura e larga pode ser causada por substância amorfa.

Assim chega-se à conclusão que a substância mineral responsável pela radioatividade nos solos de pelo menos duas anomalias na região da serra do Matola, é uma **substância amorfa x** torífera que se associa mais freqüentemente ao anatásio terroso sob a forma de **leucoxênio**.

Frondel cita a formação de minerais amorfos equivalentes quimicamente à **torogumita** como produtos de alteração de silicatos toríferos. Aliás a associação torogumita-anatásio em agregados de leucoxênio é o que se deveria esperar provavelmente da alteração das associações allanita-titanita, repetida

e caracteristicamente observadas em leitos allaníticos do gnaise alcalino fresco.

G — INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL DAS DIREÇÕES DE MOVIMENTO

1 — ESTRUTURAS MAIORES

À pág. 33 já descrevemos as principais feições estruturais na serra do Matola. Tentaremos agora fornecer uma interpretação dos movimentos crustais envolvidos.

Considerando-se a quase total coincidência nas atitudes de estruturas planares e lineares (foliação e lineação), o gnaise biotítico e alcalino formam uma entidade estrutural única, provavelmente independente da formação charnockítica. O estudo petrográfico demonstra também que as duas formações foram atingidas pela última fase de metamorfismo regional que as colocou em fácies de baixo grau dentro da fácies almandina-anfibolito.

Tendo em vista a atitude sub-horizontal das formações Piedade e alcalina, e a natureza pseudo-granulítica da última, poder-se-ia pensar que a direção de maior pressão tenha sido vertical. Esta condição aconteceria em casos de metamorfismo de carga ("flattening type") acarretando transporte restrito. Que o transporte tectônico foi porém irrestrito o demonstra a forte lineação do gnaise alcalino bem como a ausência de cristalização em sombras de pressão de porfiroblastos (Fairbairn, 1949). A hipótese de esforço vertical é contraditada definitivamente por algumas estruturas macroscópicas. Entre estas avultas o sistema de juntas verticais diagonais, intersectando-se a 90° em NW-SE e NEW) a 45° da lineação (fig. 5). Sua geometria e aparência indicam tratar-se de fraturas de cisalhamento. Nestas condições, o esforço máximo deveria se dirigir horizontalmente ou na direção EW ou na NS aproximadamente. Estas são as bissetrizes do ângulo entre as fraturas num elipsóide de deformação (Billings, 1959; Gilbert, 1951).

A esta altura é impossível eleger uma daquelas direções como a de esforço máximo pois as juntas são perpendiculares entre si. Por outro lado as informações de campo são contraditórias e em número reduzido. Na fig. 9 deduz-se um movimento $W \rightarrow E$ no gnaisse alcalino. Na fig. 10 um movimento $W \leftarrow E$ em gnaisse subjacente. Por outro lado a fig. 11 mostra esforço $S \rightarrow N$. Note-se que o último levou a falhamento em rochas rígidas e os primeiros a dobramentos em rochas plásticas.

Alguns veios de quartzo de mergulho forte e direção aproximadamente $E W$ indicam estiramento do corpo segundo $N S$ e formação de fraturas transversais de tensão $E W$. A situação ainda é adaptável a um esforço $E W$, segundo os estruturalistas.

Ebert acredita ser o gnaisse alcalino uma fôlha arrastada de S para N sobre o gnaisse Piedade, sendo êste por sua vez arrastado sobre formações epizonais naquele sentido. Algumas evidências, como a pequena falha de empurrão da Oc. 66 parece confirmar a suposição. A lineação produzida ter-se-ia desenvolvido então na direção de transporte tectônico (eixo de "fabric" a). Não encontramos na literatura elementos que esclareçam dentro dêste quadro de movimento a origem e posição das fraturas diagonais verticais (cinzalhamento?) embora as transversais possam continuar como tensionais. É razoável supor que uma lineação na direção a não se preserve em rochas submetidas a metamorfismo de grau relativamente alto. A lineação na direção de transporte tectônico se forma, prevalentemente segundo autores conceituados (Turner e Verhoogen, 1960 e Faribairn, 1949) em rochas rígidas: „slicken-sides” e alguns xistos epizonais submetidos a intenso movimento componental direto (ruptura, deslize, rotação). Em zonas profundas, o aumento de temperatura torna as rochas mais plásticas, tomando importância os movimentos componentais indiretos (recristalização). Em tal ambiente favorece-se o desenvolvimento de alongação e lineação, não mais paralelos à direção de transporte a e sim, à do eixo rotacional b (lineação mais comum em tectonitos).

Nos gnaisses: biotítico e alcalino do Matola, só podemos concluir pela lineação paralela ao eixo **b** do “fabric” megascópico, perpendicular à direção E W de esforço e transporte tectônico.

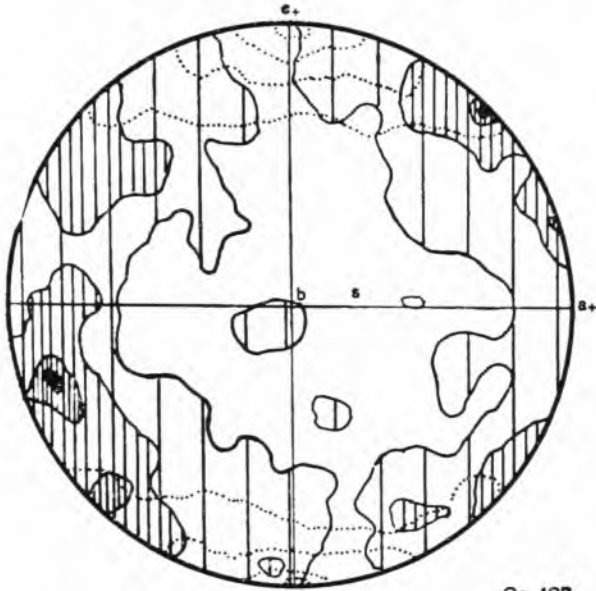
Um possível movimento de S para N, atestado pelas pequenas falhas de empurrão ter-se-ia efetuado em época mais recente. Não se relaciona às estruturas de dobras e lineações, e teria afetado rochas já rígidas.

Já os charnockitos e rochas associadas exibem estruturas macroscópicas muito menos regulares. A lineação é restrita a pequeno número de afloramentos. Parece em geral se dirigir no rumo N W. As estruturas planares mergulham mais fortemente que nos outros gnaisses. Trata-se pois de formação dobrada mais intensamente. Ou é mais antiga que as formações gnáissicas a oeste ou foi colocada tectonicamente na presente posição. As observações são escassas para uma conclusão definitiva. Seria necessário estender o mapeamento de detalhe às regiões meridionais onde talvez se esclareçam possíveis relações com a formação charnockítica Juiz de Fora. Como hipótese de trabalho alvitramos que os charnockitos tenham sido trazidos por falhas transcorrentes de atitude próxima à vertical. Sua existência no contacto gnaisse biotítico-charnockito é sugerida pela discrepância de fácies metamórfico entre as duas rochas, por um segundo plano S de forte deformação quase vertical no gnaisse biotítico da Oc. 100b (fig. 19) e pelo retro-metamorfismo iniciado no piroxênio-granulito das Oc. 54 e 55 onde se supõe correr o contacto.

2 — MICROTECTÔNICA

A fim de pôr à prova a hipótese de que a lineação nos gnaisses biotíticos e alcalinos resulta de movimentos a ela perpendiculares, projetamos em réde de Schmidt os eixos ópticos de quartzo, eixos **c** de anfibólios e planos de clivagem (001) de micas de 8 ocorrências; 4 de gnaisse alcalino (fig. 20) e 4 de biotítico (fig. 19).

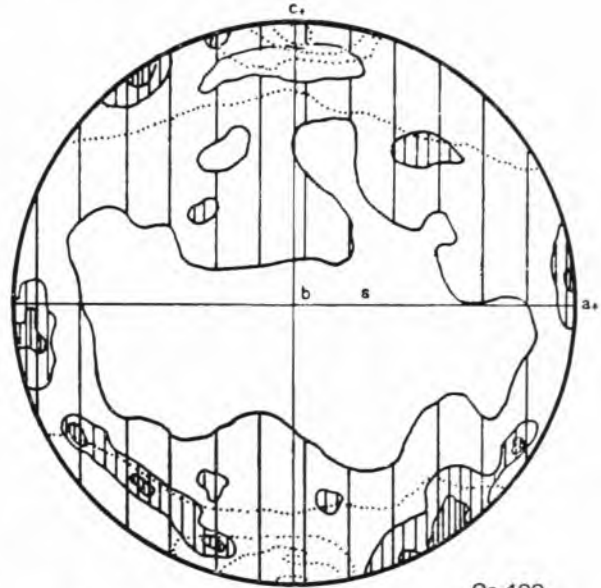
DIAGRAMAS DE DENSIDADE - GNAISSE BIOTITICO (PIEDADE)



Oc. 107

LINHA CHEIA: 365 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM 5,5 4 2 e 0,5%

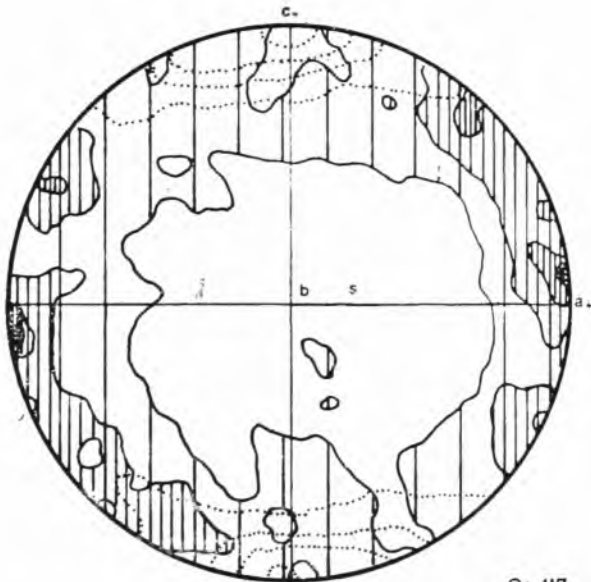
PONTILHADO: 191 POLOS (001) DE BIOTITA
LIMITADOS EM: 15 10 5 1%



Oc 400

LINHA CHEIA: 300 EIXOS OPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 3 2 e 0,5%

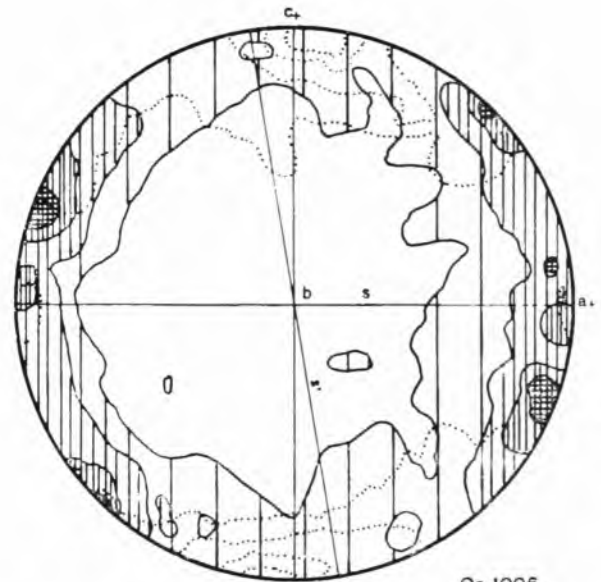
PONTILHADO: 205 POLOS (001) DE BIOTITA
LIMITADOS EM: 15 10 5 1%



Oc 117

LINHA CHEIA: 398 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 5,5 4 2 e 0,5%

PONTILHADO: 237 POLOS (001) DE BIOTITA
LIMITADOS EM: 15 10 5 1%



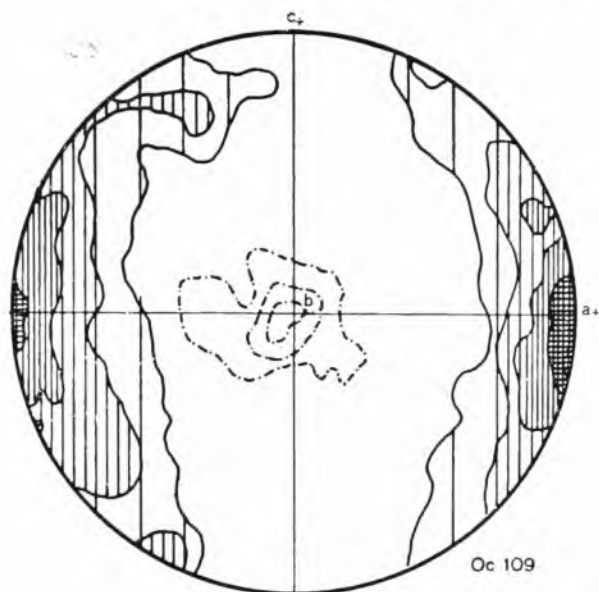
Oc 1006

LINHA CHEIA: 377 EIXOS OPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM 5,5 4 2 e 0,5%

PONTILHADO: 118 POLOS (001) DE BIOTITA
LIMITADOS EM: 15 10 5 1%

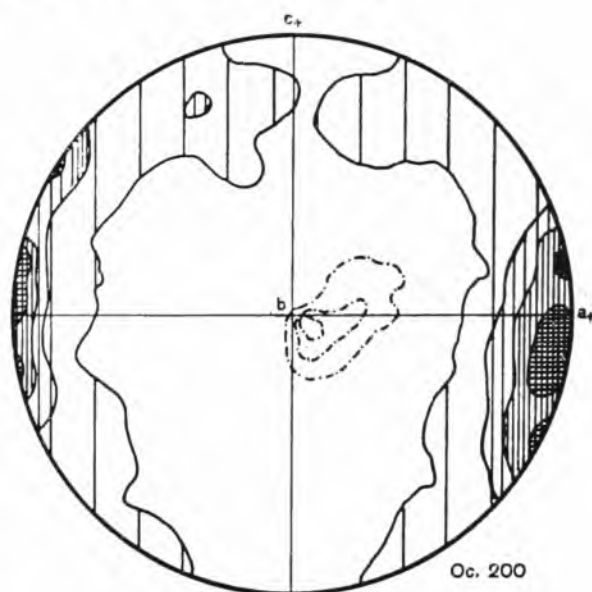
Fig. 19

DIAGRAMAS DE DENSIDADE - GNAISSE ALCALINO



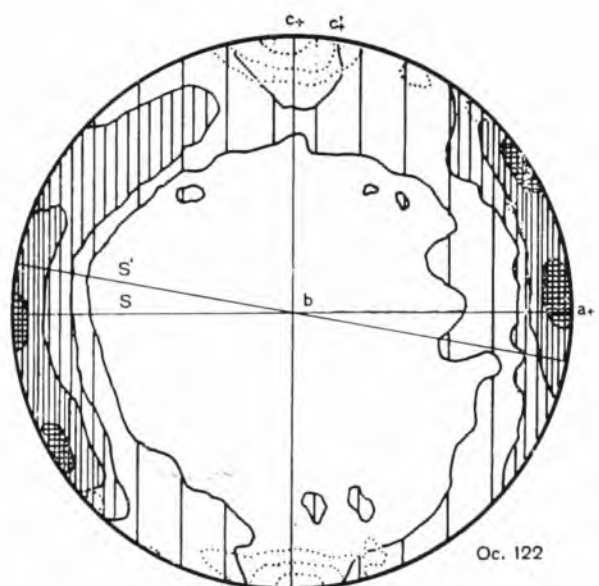
LINHA CHEIA: 256 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 6 4 2 e 0,5%

TRAÇO E PONTO: 90 EIXOS C DE ANFIBÓLIO
LIMITADOS EM: 13 9 e 5%



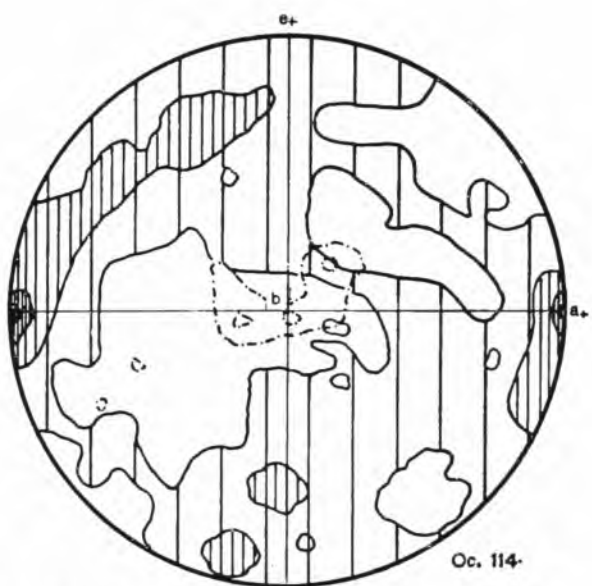
LINHA CHEIA: 354 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 7 5 3 e 0,5%

TRAÇO E PONTO: 50 EIXOS C DE PIROXÊNIO
LIMITADOS EM: 15 10 e 5%



LINHA CHEIA: 408 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 5,5 4 2 e 0,5%

PONTILHADO: 40 POLOS (001) DE BIOTITA
LIMITADOS EM: 20 12,5 e 5%



LINHA CHEIA: 450 EIXOS ÓPTICOS DE QUARTZO
LIMITADOS EM: 5,5 4 2 e 0,5%

TRAÇO E PONTO: 84 EIXOS C DE ANFIBÓLIO
LIMITADOS EM: 10 5 e 1%

Fig. 20

Os diagramas de densidade contornada nos gnaisses biotíticos mostram clara e consistentemente um “fabric” monoclinico em que o eixo de simetria coincide com a lineação macro e microscópica (paralela ao alongamento de anfibólios e eixo do semi-anel de polos (001) de micas). Evidencia-se perfeitamente a lineação do tipo **b**.

O “fabric” nos gnaisses alcalinos já se aproxima da simetria ortorrômbica. Mesmo assim, na Oc. 122 a simetria monoclinica é facilmente perceptível, com as mesmas características das anteriores.

As divergências entre os dois tipos se restringem à tendência no gnaisse alcalino, de formação de apenas um máximo para quartzo e ruptura do anel (“girdle”) completo que se observa no gnaisse biotítico. Segundo Turner (comunicação pessoal) tais divergências seriam compreendidas considerando-se as diferenças físicas de resistência à deformação, composição mineral e textura das duas rochas.

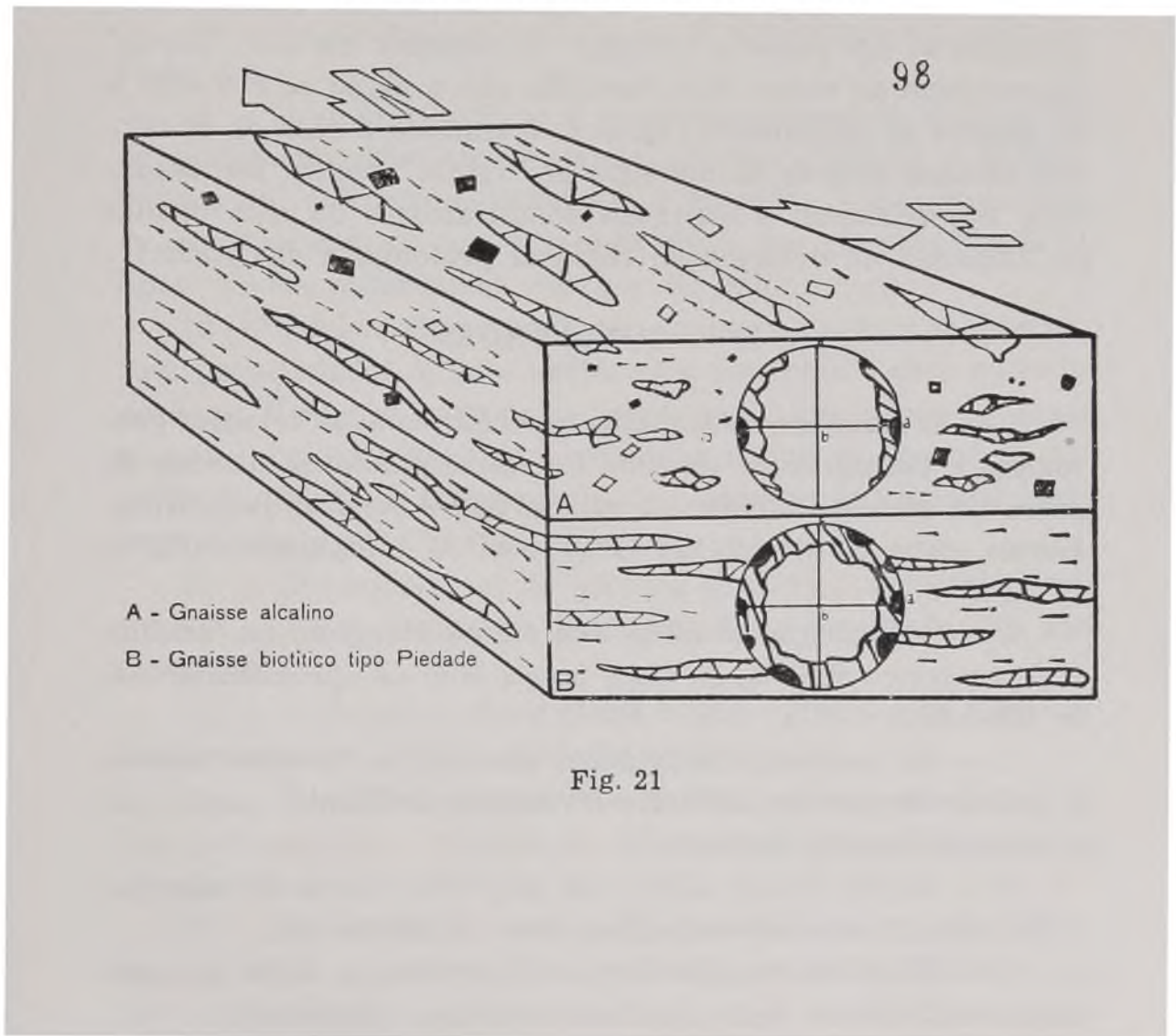
Interpretada cinemáticamente, com Sander e Schimidt, a lineação **b** em “fabric” monoclinico é transversal à direção de movimento diferencial ou cisalhamento.

A correlação entre as texturas macro e microtectônicas está representada no bloco diagrama da fig. 21. O corte frontal, normal à lineação se faz no plano de simetria **ac** do “fabric” das duas rochas. O quadro de movimento total tem simetria monoclinica, expressa tanto pelos “fabrics” como por uma pequena estrutura de “drag” no gnaisse superior.

Não podemos pois admitir como válida a afirmação de Ebert interpretando as estruturas como reflexo de movimentos NS. Isto equivale a reconhecer uma direção de movimento em **a** paralela aos eixos de dobramento **b**, o que tectonicamente é injustificável.

O autor faz suas as palavras de Turner (1957) a respeito: “Strand, Kvale, Anderson e outros sustentam que a lineação regional normal ao plano de simetria de um “fabric” consistentemente monoclinico representa a direção **a** de movimento principal em deformação. Minha opinião alternativa é a de que a base mais satisfatória para a interpretação cinemática

ESQUEMA DE CORRELAÇÃO ENTRE MICROTECTÔNICA
E ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS



do “fabric” de rochas deformadas é o conceito de simetria originalmente enunciado por Sander e Schmidt. Este conceito é sustentado por uma impressionante massa de evidências experimentais. Está também em completa harmonia com os resultados obtidos em estudos pormenorizados de campo e laboratório. Nos casos em que as deduções cinemáticas erigidas na simetria se chocam com conclusões obtidas em outras bases, ainda assim, não se justifica a rejeição das evidências fornecidas pela simetria. O conflito aparente pode por vezes ser causado por má interpretação. É significativo que quando existem apenas um plano e um eixo de simetria em um “fabric” monoclinico de rocha, estes também são o plano **ac** e o eixo **b** do quadro de movimento. Quando o conflito é real, as evidências obtidas através da simetria do “fabric” podem ser usadas para esquadriñar a esperada complexidade de movimentos participando na deformação regional prolongada das rochas”.

H — CONCLUSÕES

1 — Estudam-se no trabalho especialmente as relações geológicas e petrográficas de uma formação gnáissica alcalina da serra do Matola, situada ao sul de São João Del Rei, Minas Gerais, entre os meridianos 44°10' e 44°00' e paralelos 21°20' e 21°22'30”.

2 — A formação alcalina tem forma alongada em sentido N S por pouco mais de 20 km e ocupa área de aproximadamente 100 km².

3 — As saliências de gnaiss alcalino no terreno tendem a formar morros em taboleiro levemente inclinados para o sul e mais escarpados ao norte.

4 — Rocha fresca aflora em pequenas áreas de escarpas setentrionais somando uma área total de 20.000 m².

5 — Fora do maciço serrano, dominam a leste gnaisses charnockíticos e a oeste, gnaisses biotíticos (Piedade).

6 — A atitude geral (estruturas e contactos) do gnaiss alcalino e biotítico é subhorizontal (inclinado para o sul). Os charnockitos são menos regulares parecendo dobrados.

7 — As formações Piedade e charnockítica entram em contacto na direção N S por baixo do gnaiss alcalino.

8 — O gnaiss alcalino mostra lineação por vezes forte na direção média N 24 W mergulho 8°S.

9 — Observaram-se na mesma formação algumas estruturas dobradas indicando movimento E W e pequenas falhas de empurrão de S para N. Foram também verificadas fraturas preenchidas N E E e um sistema formado por diaclasamento N E-S W e N W-S E, tôdas verticais. As últimas se devem a esforço cizalhante e as primeiras são dilacionais.

10 — As anomalias mais fortes se encontram em solos coluvionais.

11 — O gnaiss alcalino é predominantemente leucocrático de granulação fina, apresentando quartzo granular e porfiroblastos de feldspato, egirinaugita e titanita. Zonas mais ricas de minerais escuros constituem os chamados gnaisses shonkiníticos. Não se observaram vestígios de milonitização.

12 — O feldspato potássico do gnaiss alcalino é microclínio com propriedades ópticas variáveis e conteúdo sódico ao redor de Ab_{20} . Variação no grau de perfeição de geminação em grade estaria ligada à obliquidade reticular maior ou menor do microclínio, e esta, à temperatura de formação do mineral (sempre inferior a 500°C).

13 — O plagioclásio do gnaiss alcalino é albita An_7 não zonada e pouco geminada, indicando total recristalização metamórfica.

14 — O piroxênio desta rocha é uma egirinaugita com conteúdo médio de 10% da molécula egírinica.

15 — O anfibólio na mesma rocha é uma hastingsita. As leis que regulam a variação de suas propriedades ópticas ainda são obscuras.

16 — Os acessórios comuns do gnaiss alcalino são: titanita, magnetita, apatita, epídoto, allanita e calcita. Muito raros são: biotita, zircão e granada (andradita). A allanita pode se encontrar parcialmente metamictizada fissurando radialmente os minerais vizinhos e, em certas zonas, substitue titanita e envolve apatita.

17 — O gnaisse alcalino é menos rico de quartzo e plagioclásio do que os gnaisses Piedade. Os charnockitos em geral são muito mais plagioclásicos e melanocráticos que ambos.

18 — O diagrama de variação química para o gnaisse alcalino mostra similaridades com os obtidos em séries de rochas magmáticas diferenciadas.

19 — A análise química média da rocha se assemelha a de rochas magmáticas consideradas como residuais de diferenciação, especificamente: traquitos e riolitos alcalinos (pantelleritos).

20 — O gnaisse biotítico Piedade é rocha xistosa mesocrática, de granulação fina a média, rica de biotita orientada. Observam-se em certos pontos; venulação pegmatítica, porfiroblastos de microclínio e diferenciação metamórfica.

21 — Em um ou outro ponto a rocha exhibe textura blastopsamítica. Não há vestígios de milonitização estando a rocha **recristalizada** (com exceção de uma ocorrência).

22 — No gnaisse biotítico o plagioclásio é o mineral mais abundante mostrando teores de An variáveis com a ocorrência. Em média é oligoclásio An₂₁ não zonado e pouco geminado. Quartzo e microclínio se apresentam como no gnaisse alcalino. Biotita em textura lepidoblástica é mineral comum a todas as amostras examinadas. Outros minerais encontrados foram: muscovita, epídoto, titanita, magnetita, apatita, zircão e granada.

23 — Quimicamente o gnaisse biotítico é comparável a uma série ígnea de granitos a dioritos e a uma sedimentar entre arcózios e grauvacas.

24 — Na série charnockítica reconheceram-se rochas básicas escuras de granulação média, isentas de mica (anfíbolitos e piroxênio-granulitos) e rochas ácidas claras de granulação grossa mais quartzo-feldspáticas (charnockitos ácidos). Existem tipos intermediários.

25 — Os charnockitos são rochas inteiramente recristalizadas. Os tipos ácidos são formados por quartzo, abundante

pertita e antiperita, hiperstênio, diopsídio e alguma biotita. O feldspato potássico é ortoclásio e o plagioclásio é oligoclásio. Os tipos básicos são formados por plagioclásio (andesina a bytownita), hiperstênio e diopsídio. Os anfibolitos, por plagioclásio (andesina) e hornblenda.

26 — Nestas rochas a hornblenda é do tipo pardo esverdeado, provavelmente oxidada e relativamente anhidra. A biotita é pardo vermelha. Granada (almandina) é circunscrita a ocorrências em zona retrometamórfica. Não foram identificados epídoto e titanita.

27 — Existe relação simpatética no conteúdo de Fe dos piroxênios existentes em charnockitos.

28 — No gnaisse da serra do Matola, exclue-se a possibilidade de alcalinização metassomática, local ou regional, bem como sua derivação dos gnaisses subjacentes. O gnaisse alcalino, assim, deve representar antiga rocha alcalina provavelmente efusiva, metamorfizada regionalmente. Os gnaisses shonkiníticos representam diferenciações básicas primárias.

29 — A rocha alcalina inicial poderia ter-se cristalizado à alta temperatura com feldspatos sódico-potássicos homogêneos. Durante o metamorfismo teria havido a demisturação das moléculas Or e Ab em cristais independentes na matriz fina e em pertitas nos fenocristais. Sincrônicamente, o piroxênio sódico teria formado hastingsita.

30 — Ação hidrotermal no gnaisse alcalino é restrita a faixas shonkiníticas.

31 — O conteúdo médio de ThO_2 na rocha alcalina é de cerca de 0,015%.

32 — Allanita e, conseqüentemente, tório, aumentam acentuadamente de teor em determinadas zonas shonkiníticas, interpretada por outro autor como escarnitos .

33 — O gnaisse biotítico parece pertencer a formação mais antiga que o gnaisse alcalino.

34 — Teria havido interação metassomática de pequenas proporções entre gnaisse biotítico e alcalino.

35 — O gnaissé biotítico evoluiu de um sedimento clástico, provavelmente um grauvacá.

36 — Os gnaisses charnockíticos ácidos parecem mobilizados palingeneticamente. Os piroxênio-granulitos devem representar rochas supercrustais levadas a um ambiente plutônico.

37 — Os piroxênio-granulitos foram ali metamorfizados. Mesmo os charnockitos ácidos mostram estrutura metamórfica.

38 — O gnaissé biotítico está metamorfizado na fácies almandina-anfibolito, sub-fácies estauroлита-almandina ou cianita-almandina-muscovita.

39 — O gnaissé alcalino parece se identificar às mesmas fácies e sub-fácies denunciadas no gnaissé biotítico.

40 — Os charnockitos e rochas associadas acham-se metamorfizados na fácies granulito. Anfibolitos e granulitos anfibólicos pertencem à sub-fácies hornblenda-granulito e os granulitos básicos à fácies piroxênio-granulitos. A variação de sub-fácies se deve a modificações de pressão d'água.

41 — O mineral responsável pela radioatividade no gnaissé alcalino fresco é a allanita.

42 — No solo é provavelmente uma torogumita amorfa.

43 — Os gnaisses biotíticos e alcalinos do Matola foram afetados por tectonismo com esforços na direção EW (sentido provável W → E) que lhes imprimiu a lineação.

44 — Os empurrões S → N descritos por Ebert teriam se efetuado em fase tectônica mais recente agindo sobre rochas rígidas. Não se relacionam às estruturas exibidas agora pelo gnaissé.

45 — À esta última fase estaria relacionada também uma possível deslocação transcorrente dos charnockitos ao longo de uma linha aproximadamente NS.

46 — A análise da simetria dos "fabrics" microscópicos nos gnaisses alcalinos e biotíticos confirmam a conclusão 43.

BIBLIOGRAFIA

- 1 — ARAUJO J. B. (1954) — “Cassiterita fina de São João Del Rei, M. G.” Lab. Pr. Min. Br. Bol. 15, pp. 13-32.
- 2 — ANDERSON E. M. (1951) — “The dynamics of faulting” Oliver & Boyd, London.
- 3 — ANDRADE RAMOS J. R. (1956) — “Folhas de São João Del Rei e Barbacena, Brasil” Div. Geol. Min. Rel. An. 1956, pp. 58-59.
- 4 — BANNO SHOHEI (1959) — “Aegirinaugite from crystalline schiste in Shikoku” Jour. Geol. Soc. Jap. v. 65, pp. 652.
- 5 — BARBOSA O. (1934) — “Resumo da geologia do Estado de Minas Gerais” Ser. Geol. Est. M. Gerais, Bol. 3, 41 pp.
- 6 — BARBOSA O. (1954) — “Evolution du geosynclinal Espinhaço” C. R. Congr. Géol. Inter. 19 (Algier, 1952), Fasc. 14, pp. 17-36.
- 7 — BARTH Tom. F. M. (1952) — “Theoretical petrology” J. Willey N. Y.
- 8 — BASTOS A. A. e ERICHSEN A. I. (1927) — “Geologia da folha de Barbacena” Ser. Geol. Est. M. Gerais, Bol. 25, 33 pp.
- 9 — BELEZKIJ W. (1956) — “Mineralização tântalo-estanífera e uranífera do município de São João Del Rei, M. G. “Div. Fom. Pr. Min. Br. Bol. 99, pp. 1-42.
- 10 — BILLINGS M. P. (1928) — “The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of amphiboles” Am. Min. v. 13, pp. 287-296.
- 11 — BILLINGS M. P. (1959) — “Structural geology” Prentice Hall, N. J.
- 12 — COELHO I. S. (1943) — “Ocorrência de cassiterita em São João Del ei, Est. M. G.” Min. e Met. v. 36, pp. 288-289.
- 13 — DALY R. A. (1933) — “Igneous rokks and the depths of the Earth” Mc Graw N. Y.
- 14 — EBERT H. (1955a) — “Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do escudo cristalino brasileiro” Eng. Min. Met. v. 22, n.º 7, pp. 39-40.
- 15 — EBERT H. (1955b) — “Relatório sôbre a atividade durante o ano de 1954”. Div. Geol. Min. Real An. Dir ano 1954 pp. 79-89.

- 16 — EBERT H. (1956a) — “Relatório sôbre a atividade durante o ano de 1956. Tectônica do pré-cambriano (São João Del Rei)” Div. Geol. Min. Rel. An. Dir. ano 1956, pp. 97-107 e 136-137.
- 17 — EBERT H. (1956b) — “Relatório sôbre a atividade durante o ano de 1955” Div. Geol. Min. Rel. An. Dir. ano 1955, pp. 62-81.
- 18 — EBERT H. (1957) — “Beitrag sur Gliederung des Praekambriums in inas Gerais” Geol. Rdsch, 45, pp. 471-521.
- 19 — EBERT H. (1958) — “Discordâncias precambrianas em Carandaí, M. G.” Div. Geol. Min. D.N.P.M., bol. 183.
- 20 — EDWARDS A. B. — “Textures of the ore minerals” Austr. Inst. M n. Met. Mello.
- 21 — ERICHSEN A. I. (1929a) — “Geologia da folha de São João Del Rei, Est. M. G.” Serv. Geol. Min. Br. bol. 36, 26 pp.
- 22 — ERICHSEN A. I. (1929b) — “Serras do Lenheiro, Ouro Grosso, Ibituruna” Serv. Geol. Min. Br. Rel. An. Dir. ano 1927, pp. 22-25.
- 23 — ESKOLA P. (com Barth e Correns) (1939) — “Die Entstehung der Gesteine” Springer, Berlim.
- 24 — FAIRBAIRN H. W. (1949) — “Structural petrology of deformed rocks” Ad-Wesley, Cambridge, Mass.
- 25 — FYFE W. S., TURNER F. J. e VERHOOGEN J. (1958) — “Metamorphic reactions and metamorphic facies” Geol. Soc. Am. memoir 73.
- 26 — GOSH P. K. (1941) — “The charnokite series of Bastar State and western Jaypore” Rec. Geol. Surv. Ind. v. 75, Prop. paper n.º 15.
- 27 — GROVES A. W. (1935) — “The charnockite series of Uganda, British East Africa” Quart. Jour. Geol. Sci. Lond. v. 91.
- 28 — GILBERT W. (1951) — “The tectonics of the Tintagel area, North Cornwall” Quart. Jour. Geol. Sci. Lond. v. 106 pp. 393-432.
- 29 — GUEDES S. V. e GUIMARÃES D. (1944) — “Nota preliminar sôbre a região estanífera de São João Del Rei, M. G.” Div. Fom. Prod. in. av. 58 26 pp.
- 30 — GUEDES S. V. e AC FADYEN D. A. (1956) — “Air survey applied to the search for radioactive minerals in Brazil” Int. Conf. Peaceful uses of At. En, Genebra, 1955, Procced. v. 6 pp. 726-739.
- 31 — GUIMARÃES D. (1956a) — “Areas geologically favorable to occurrence of thorium and uranium in Brazil” I.T.I. M. G. bol 21, 14 pp.
- 32 — GUIMARÃES D. (1956b) — “Rocha torífera do Onça, sul de São João Del Rei, M. G.” Eng. Min. Met. v. 23, n.º 137, p. 231.

- 33 — GUIMARÃES D. (1957) — “Ocorrência de um mineral raro no pegmatito de Germinal, distrito de Nazareno, M. G.” Rev. Esc. Min. Ouro Preto, v. 21, n.º 2, p. 76.
- 34 — GUIMARÃES D. (1960) — “Uma singular variedade de escafnito” An. Ac. Br. Ci. v. 32, n.º 2 pp. 231-235.
- 35 — HARKER A. (1932) — “Metamorphism” Methuen, Londres.
- 36 — HASEGAWA S. (1960) — “Chemical composition of allanite” Sci. Rep. Tohoku Univ. 3a. s. v. 6, n.º 3, pp. 331-387.
- 37 — HATCH F. H., WELLS A. K. e WELLS M. K. (1949) — “The petrology of igneous rocks” T. Murbá, Londres.
- 38 — HEIR K. S. (1961) — “The amphibolite-granulite transition reflected in the mineralogy of potassium feldspars” Cursos y Conferencias Fasc. 8, pp. 131-137.
- 39 — HEIRICH E. Wm. (1956) — “Microscopic petrography” McGraw N. Y.
- 40 — HEIRICH E. Wm. (1958) — “Mineralogy and geology of radioactive raw materials” McGraw N. Y.
- 41 — JOHANNSEN A. (1931) — “A descriptive petrography of the igneous rocks” Univ. Chicago.
- 42 — KENNEDY G. C. (1947) — “Charts for correlation of optical properties” Am. Min. c. 32, pp. 561-573.
- 43 — KEYSERLING H. G. (1903) — “Der Gloggnitzer Forellenstein” Tsch. Min. Petr. Mitt. v. 22, pp. 109-158.
- 44 — KING B. C. (1943) — “The Cnoc nan Culean area of the Ben Loyal igneous complex” Quart. Jour. Geol. Soc. Lond. v. 98, pp. 147-185.
- 45 — LAMEGO A. R. (1938) — “O maciço do Itatiaia e regiões circundantes” Ser. Geol. Min. Br. bol. 88.
- 46 — LOMBARD L. (1894) — “A mineração nos municípios de São João Del Rei, Tiradentes e Prados no Est. de M. G.” Rev. Ind. M. G. Ano I n.º 10 pp. 243-246.
- 47 — MAC KENZIE W. S. (1952) — “Optical and x-ray studies of alkali feldspars” Carn. Inst. Yearbook 51, pp. 49-51.
- 48 — MAC KENZIE W. S. e SMITH J. V. (1961) — “Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars” Cursos y Conferencias, Fasc. 8, pp. 52-69.
- 49 — MAC LACHIAN G. R. (1951) — “The segirine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire” Min. Mag. v. 29, n.º 212, pp. 476-495.
- 50 — NAIDU P. R. J. (1943) — “Inclined extinction in the hypersthene of charnockite” Current Sc., Bangalore. v. 12, n.º 5.
- 51 — NEVIN C. N. (1950) — “Principles of structural geology” J. Willey, N. Y.

- 52 — O'HARA N. J. (1960) — "Co-existing pyroxenes in metamorphic rocks" *Geol. Mag.* v. 98, n.º 6, pp. 498-501.
- 53 — PABST A. (1952) — "The metamict state" *Am. Min.* v. 37, pp. 137-157.
- 54 — PARRAS K. (1958) — "On the charnockites in the light of a highly metamorphic complex in Southwestern Finland" *Bol. Geol. Finl.* n.º 181 136 pp.
- 55 — QUENZEL P. (1951) — "The charnockites series of the Varberg district on the southwestern coast of Sweden" *Arkiv för Min. och Geol.* b. 1, n.º 10, pp. 227-315.
- 56 — PEACOCK M. A. (1931) — "Classification of igneous rocks" *Jour. Geol.* v. 39, pp. 54-67.
- 57 — QUENZEL P. (1958) — "Nagra iakttagelser beträffande förekomsten av hastingsitgranit inom ett område söder om Atvidaberg" *Geol. For. Stock. Forh.* b. 80, h. 3, n.º 494, pp. 315-327.
- 58 — RAMBERG H. (1948) — "Titanic iron ore formed in dissociation of silicates in granulitic facies" *Ec. Geol.* v. 43, pp. 553.
- 59 — ROLFF P. A. M. A. (1954) — "A cassiterita de São João Del Rei, M. G." *Min. Met.* v. 10, n.º 56, pp. 83-85.
- 60 — ROLFF P. A. M. A. (1957) — "Notas sobre a geologia de São João Del Rei" *Rev. Esc. Min. Ouro Preto*, v. 21, n.º 2, pp. 64-68.
- 61 — ROSIER G. F. (1957) — "A geologia da serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e do Desengano" *D.G.M. D.N.P. M.*, bol 166, 77 pp.
- 62 — SHAND S. J. (1943) — "Eruptive rocks" J. Willey, N. Y.
- 63 — SMITH W. L., FRANCK M. L. e SHERWOOD M. (1947) — "U e Th in accessory allanite of igneous rocks" *Am. Min.* v. 42, pp. 367-379.
- 64 — SOUZA H. C. A. (1943) — "As bêtas e a cassiterita de São João Del Rei" *Rev. Br. Geogr.* ano 5, n.º 2, pp. 195-214.
- 65 — SUBRAMANIAM A. P. (1960) — "Petrology of the charnockite suite of rocks from the type area round St Thomas mount and Pallavaram, near Madras city, India" *Rep. 21 st. session Nordem Intern. Geol. Conf.* part 13, pp. 394-403.
- 66 — SUNDIUS N. (1946) — "The classification of the hornblendes and solid solution reactions in the amphibole group" *Sver. Geol. Und. arsbok* 40. s. C. n.º 480, p. 36.
- 67 — TROGER W. E. (1956) — "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden minerale", Atuttgart.
- 68 — TURNER F. J. (1947) — "Determination of plagioclase with the four axis universal atage" *Am. Min.* v. 3, pp. 389-410.
- 69 — TURNER F. J. (1951) — "Observation of twinning of plagioclase in metamorphic rocks" *Am. Min.* v. 36, pp. 581-589.

- 70 -- TURNER F. J. (1957) — "Lineation, simetry and internal movement in monoclinic tectonite fabrics" *Bul. Geol. Soc. Am.* v. 68, pp. 1-18.
- 71 -- TURNER F. J. e VERHOOGEN J. (1960) — "Igneous and metamorphic petrology" MacGraw N. Y.
- 72 — TUTTLE O. F. (1952) — "Optical studies on alkali feldspars" *Am. J. Sci. Bowen* vol. pp. 553-567.
- 73 — UEDA T. e KOREKAWA M. (1954) — "On the metamictization" *Kyoto Imp. Univ. Col. Sci. mem. s. B n.º 2*, pp. 151-162.
- 74 — WILSON A. F. (1960) — "Co-existing pyroxenes; some causes of variation and anomalies in the optically derived compositional tie lines, with particular reference to charnockitic rocks" *Geol. Mag.* v. 97, n.º 1, pp. 1-17.
- 75 — WINCHELL A. N. (1945) — "Variations in composition and properties of calciferous amphiboles" *Am. Min.* v. 30, pp. 27-52.
- 76 — WINCHELL A. N. (1951) — "Elements of optical mineralogy" *pte 2. I. Willey N. Y*



Foto 1 — Vista da vila de Ibertioga.

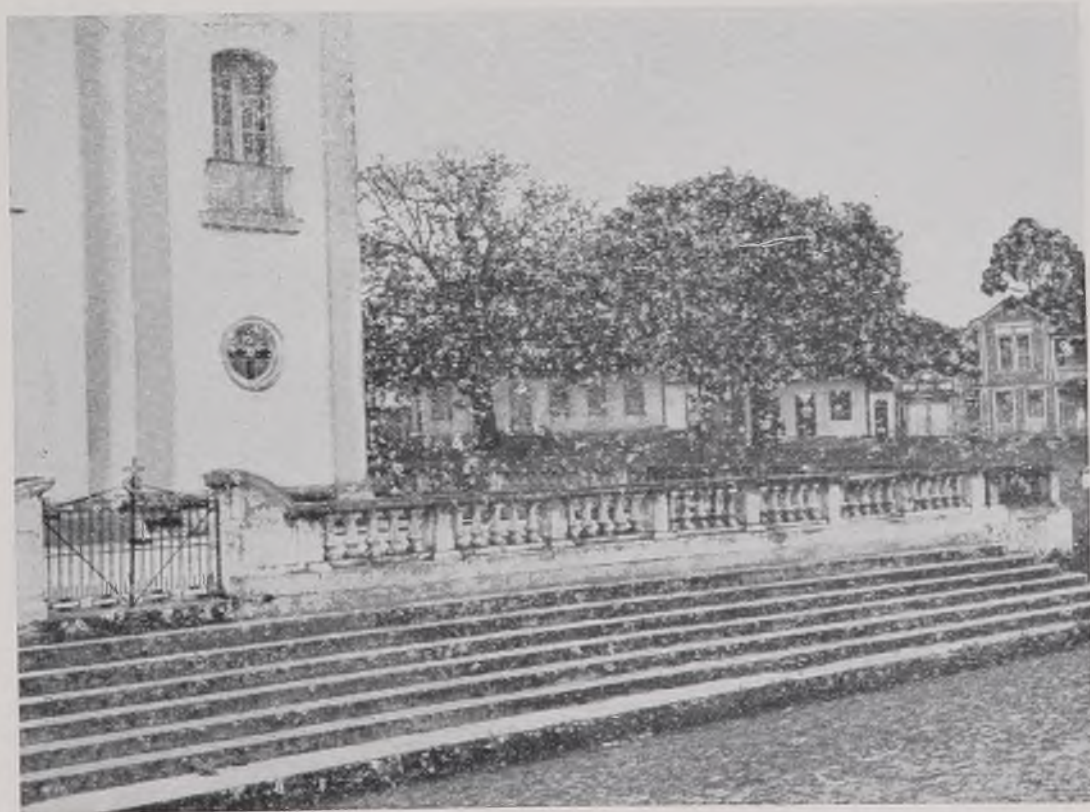


Foto 2 — Ibertioga. Praça principal.



Foto 3 — Serra do Matola no horizonte. Vista de leste a 20 km de distância. A esquerda, um dos anfiteatros de escorregamento, frequentes na região



Foto 4 — Fase de trabalho de perfuração a trado.



Foto 5 — Pico do Chapéu Pequeno, um dos pontos salientes na serra do Matola, visto do sul, o pico e por toda a lombada ocorre gnaíse alcalino. Da faixa de mato para baixo, gnaíse biotítico "Piedade".



Foto 6 — O mesmo pico visto de NW. Provável falha reversa seguindo mais ou menos a linha de vegetação.



Foto 7 — Morro da Pedreira. A zona coberta pelo mato é centro de forte anomalia radiométrica. No tópo afloram gnaisses alcalinos.



Foto 8 — Morro da Vargem. Visto de leste. Observa-se a regra morfológica na região, isto é, declive suave para o sul e mais abrupto na vertente norte onde afloram, a meia encosta, camadas subhorizontais de gnaiss alcalino.



Foto 9 — Afloramento de gnaiss alcalino no pico do Chapéu Pequeno. Vista sobre a superfície das camadas subhorizontais. Observa-se desenvolvimento regular de fraturas a 45° da lineação aqui mascarada pela vegetação lítica. Outro sistema associado de fraturamento normal a este ocorre em outros lugares.



Foto 10 — Vertente norte do pico do Chapéu Pequeno, mostrando escarpamento vertical do gnaiss alcalino por diaclasamento $N 80^\circ E$. A face do afloramento apontada pela mão esquerda do observador é normal à lineação. Ressaltam-se aqui, por intemperismo, discordâncias de foliação.



Foto 11 — Afloramento de gnaiss alcalino no morro da Vargem (Oc. 106). Vista normal à lineação N 40 W. Observa-se falta de paralelismo das camadas leucocráticas e movimentação tectônica paralela à direção da face de afloramento N 50 E.



Foto 12 — O mesmo afloramento anterior em outro setor. O observador aponta um aspecto estrutural sugestivo de "drag fold" com falha de empurrão de pequeno rejeito. Direção do empuxo SW → NE.

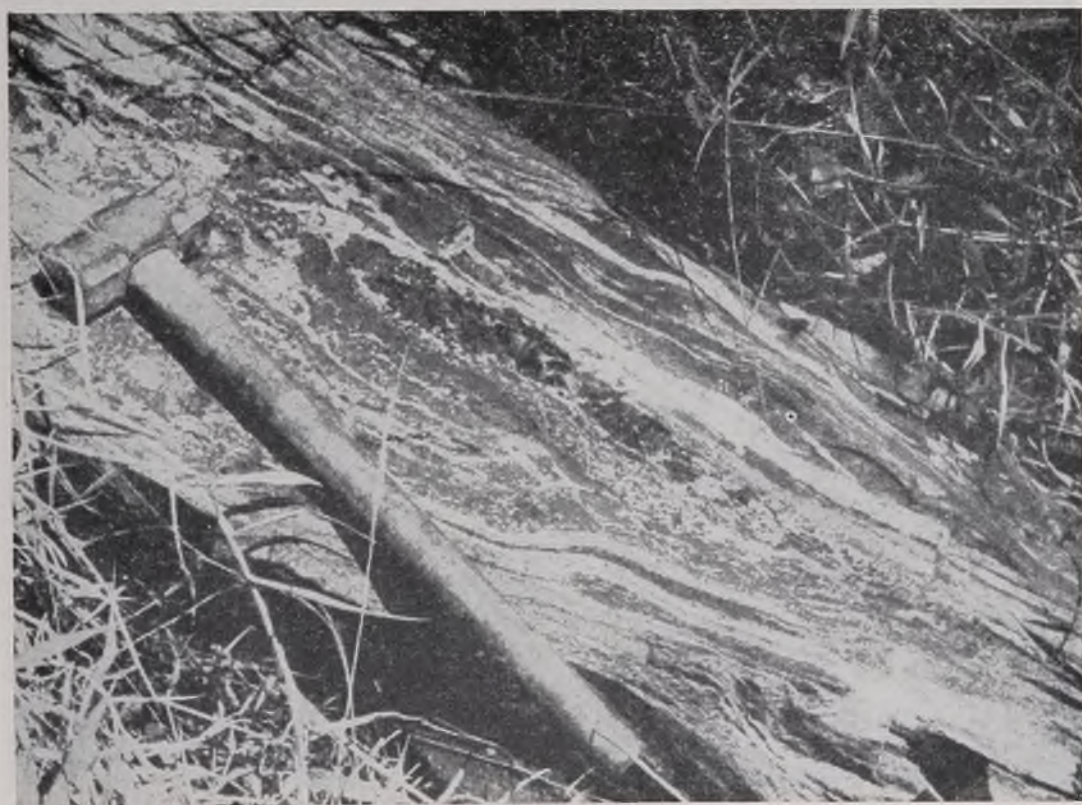


Foto 13 — Bloco de gnaiss alcalino rolado no morro da Vargem. Camadas heterogêneas mineralógica e estruturalmente, onduladas, envolvendo zona blastoporfírica rica de cristais de egrinaugita.



Foto 14 — Afloramento de gnaisse alcalino no mesmo morro da foto 11. A face mais exposta é normal à lineação. À direita do lápis nota-se estrutura de dobra encavalada. Direção da face de afloramento: N 50° E.



Foto 15 — Gnaisse alcalino aflorando entre a estrada Ibertioga-Piedade e o ribeirão da Vargem (Oc. 42). Face norte do afloramento, normal à lineação, notando-se aspecto característico blastoporfíritico da rocha.

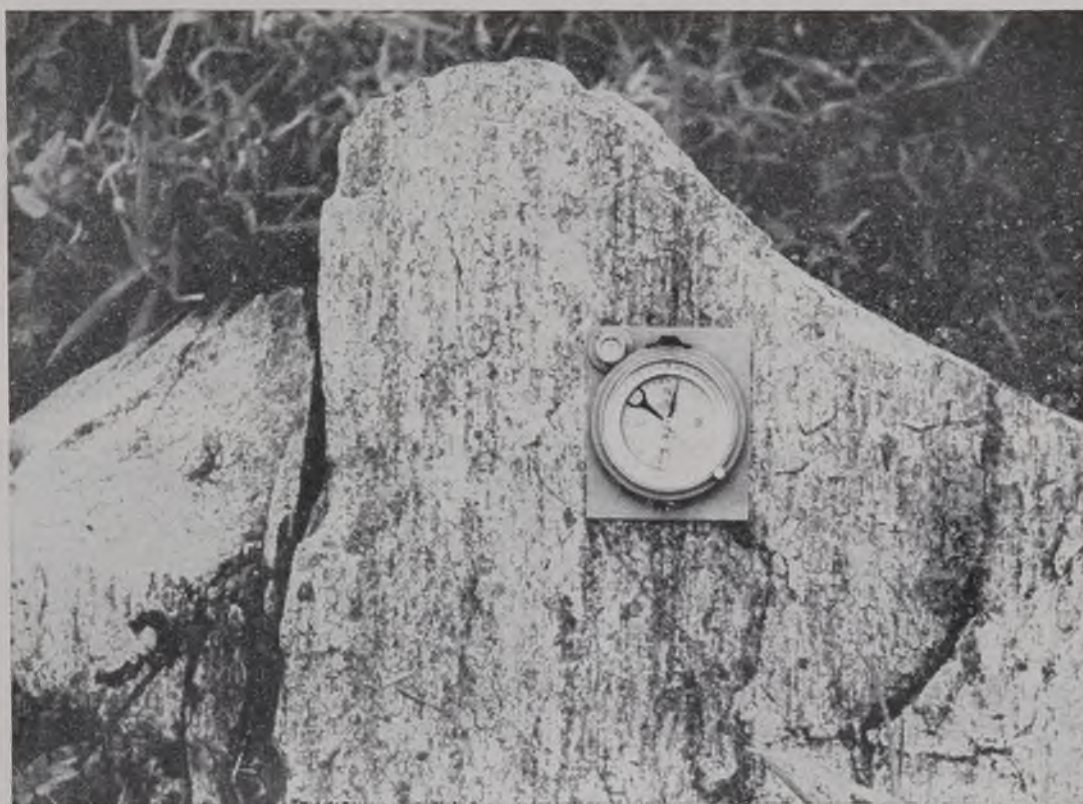
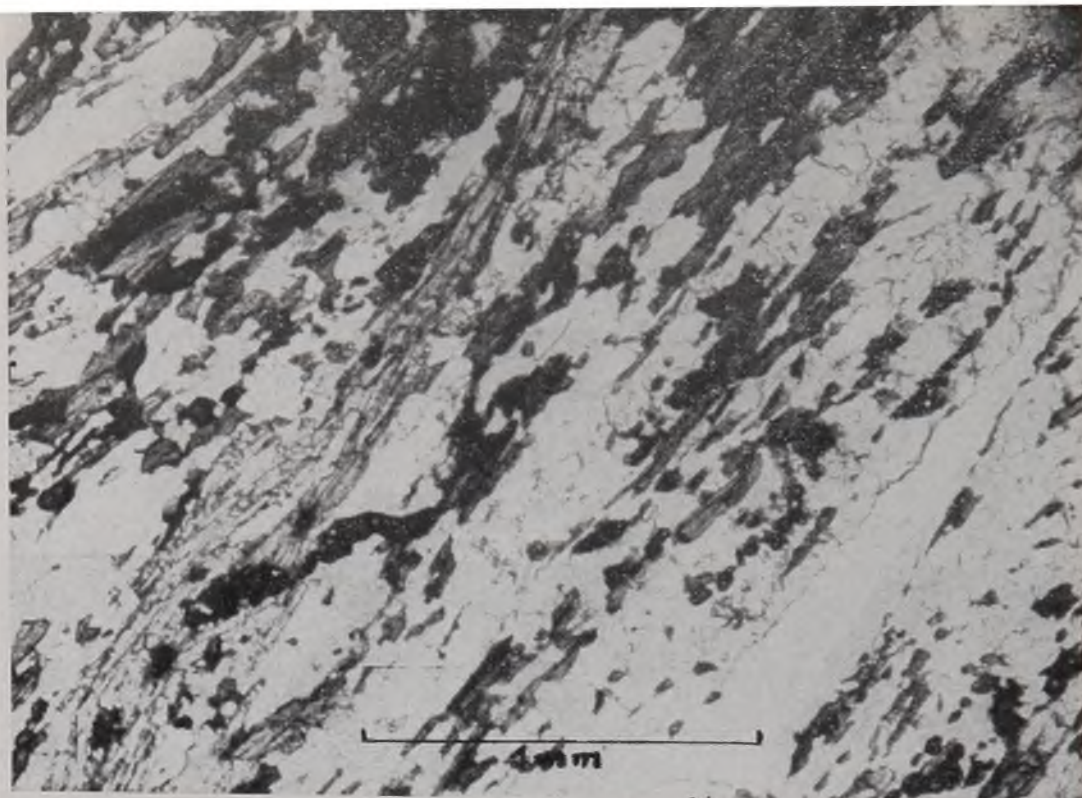
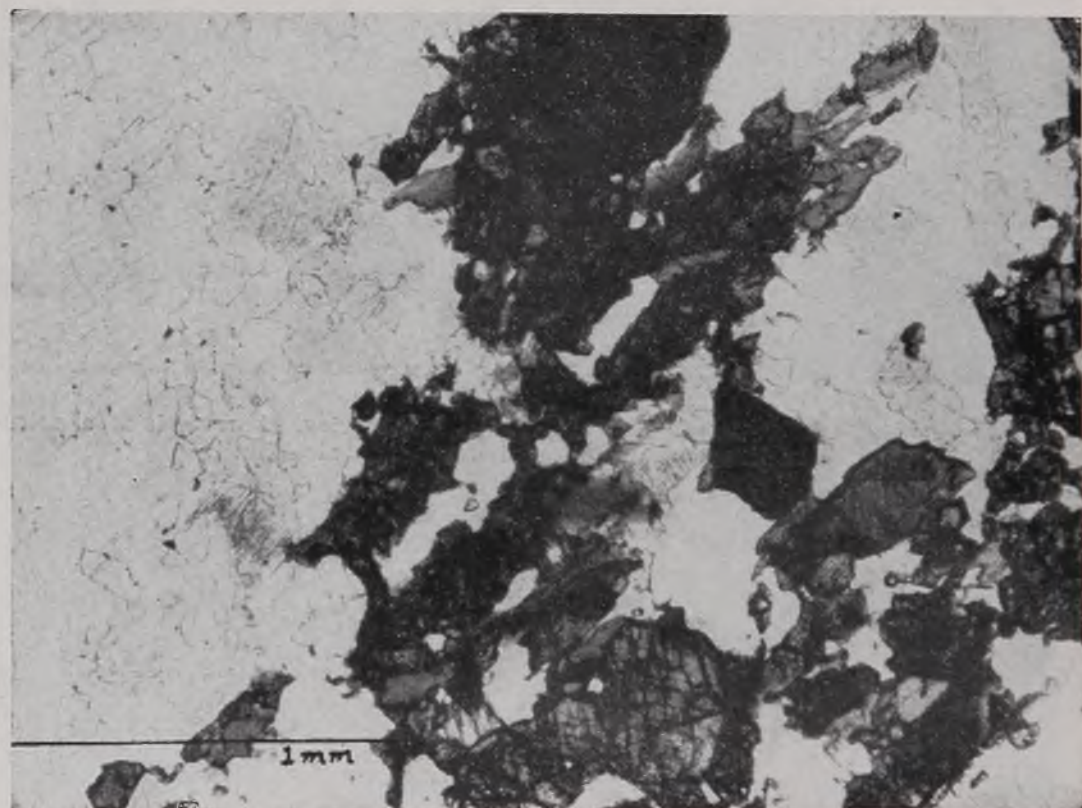


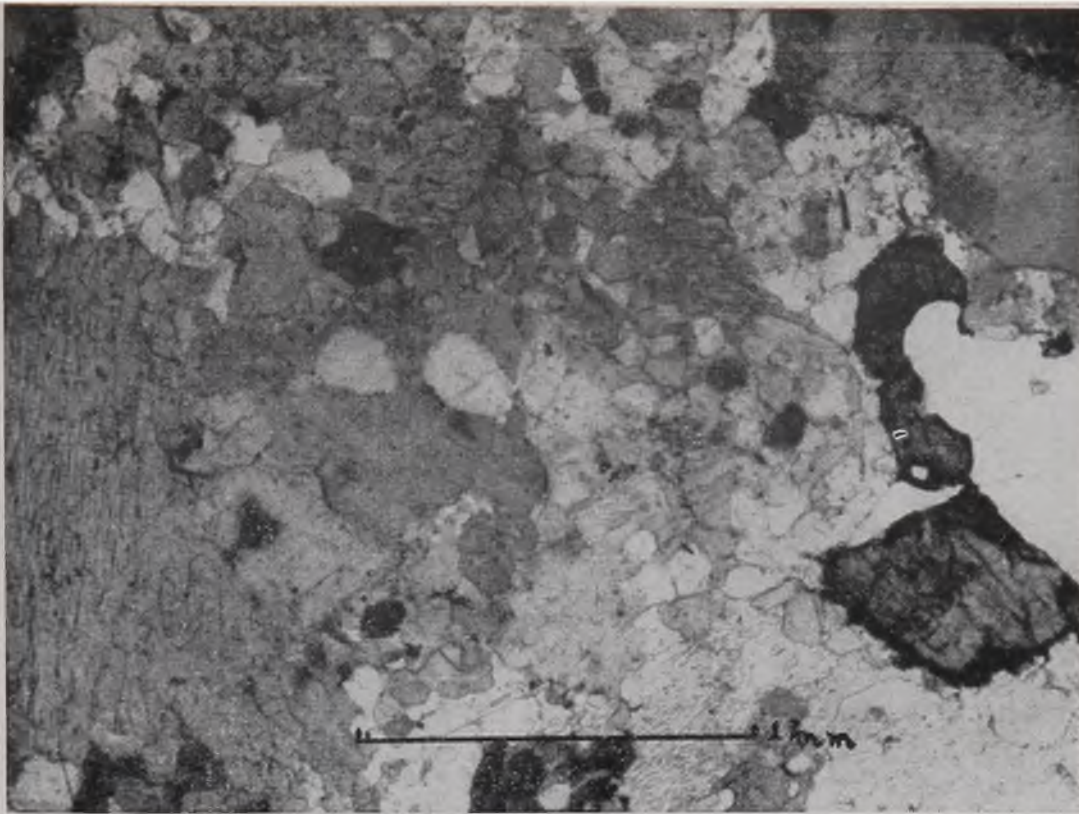
Foto 16 — Mesmo afloramento da foto 15. Vista superior, observando-se a estrutura lineada subhorizontal do gnaiss alcalino.



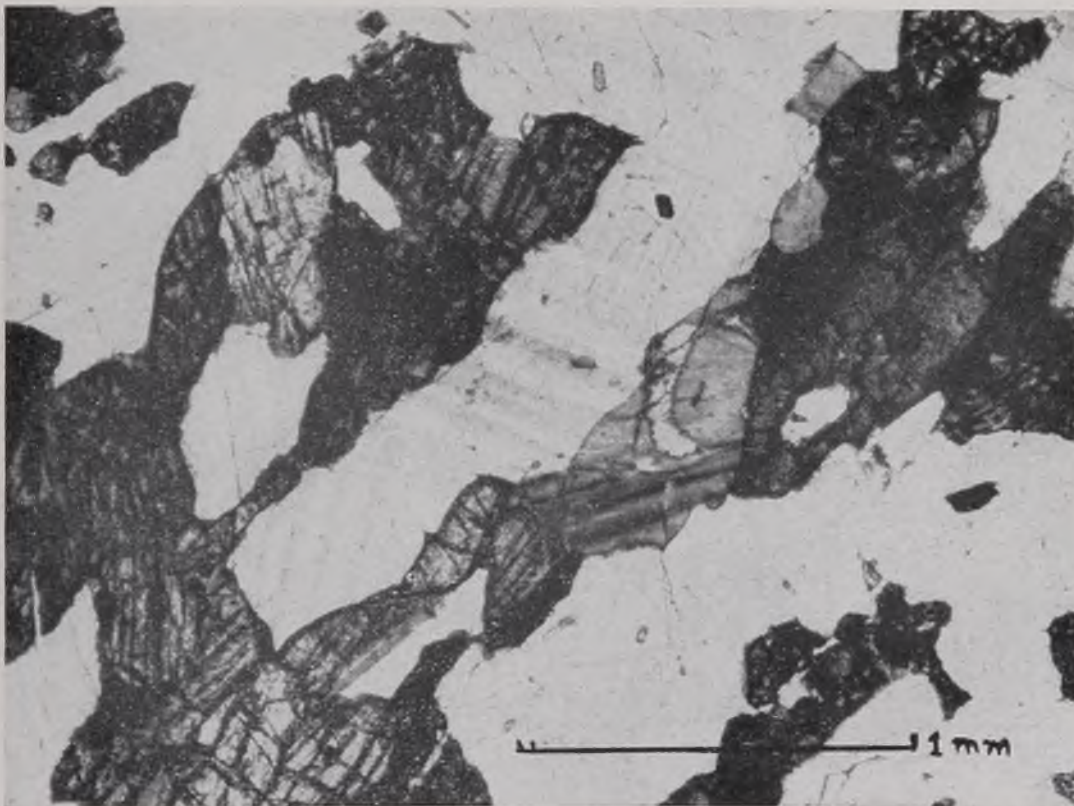
Fotomicrografia 1 — Gnaise biotítico Piedade. Nícois descruzados. Corte normal à xistosidade. Quartzo límpido mais concentrado em faixas. Oligoclásio e microclínio predominam nas zonas sem relêvo. Muscovita cinza claro e médio, em relêvo, forma uma faixa à esquerda. Biotita, cinza e preto Pequenos grãos escuros de alto relêvo na metade inferior são de titanita e pouca allanita.



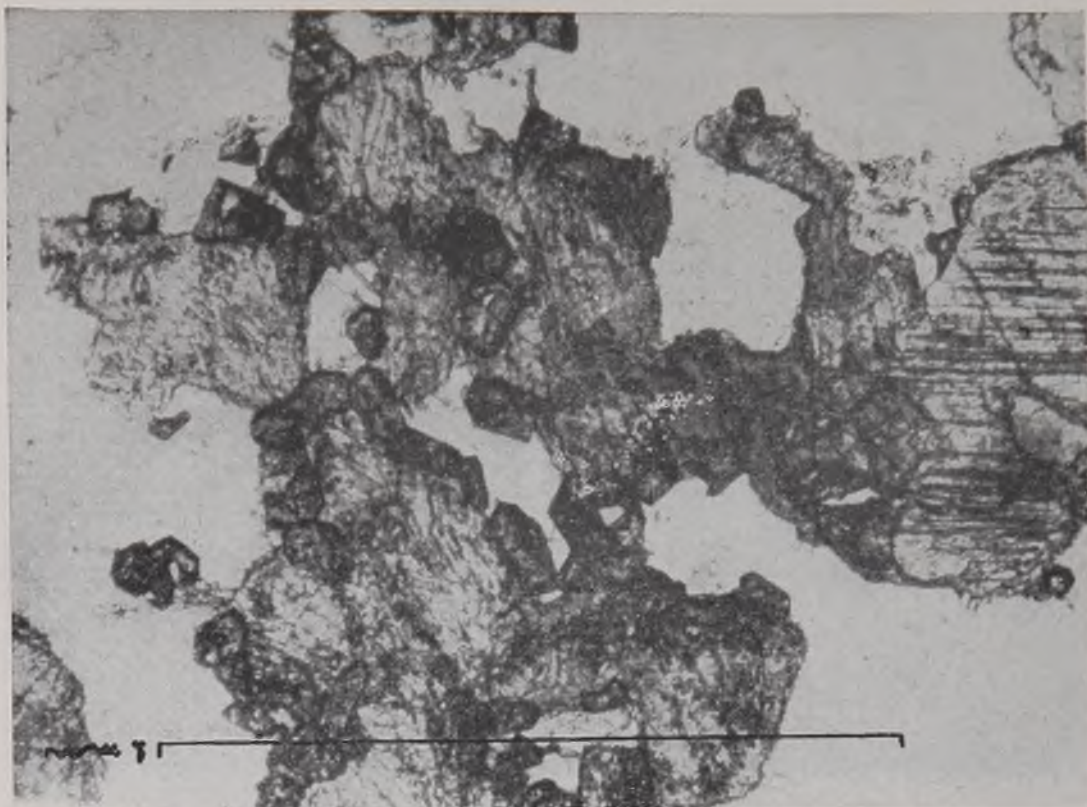
Fotomicrografia 2 — Charnockito intermediário. Nícois descruzados. Áreas sem relêvo são de feldspato e quartzo. Grãos límpidos na metade direita são de quartzo. À esquerda um grande cristal de antipertita. Grãos menores são pertita e antipertita. Minerais cinza médio a escuro são biotita (relêvo médio) e hornblenda (relêvo alto). Cristais mais claros de alto relêvo e clivados são piroxênios.



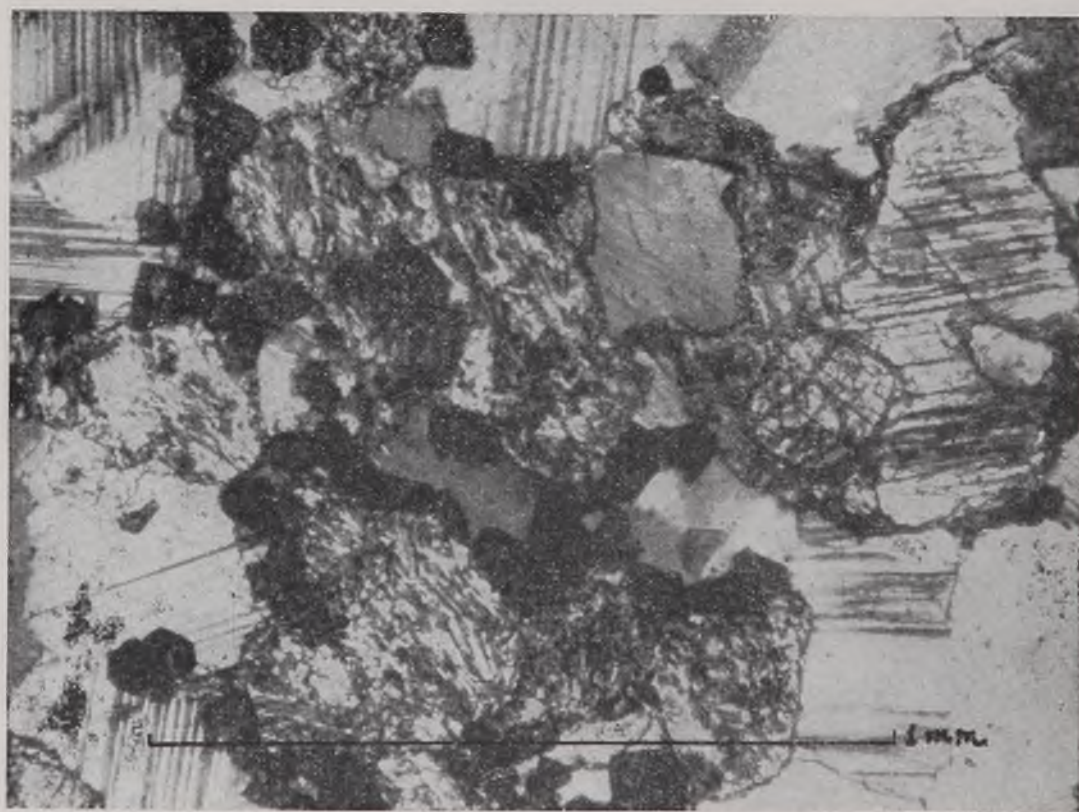
Fotomicrografia 3 — Charnockito ácido. Nícois sub-paralelos. Agregado quartzo-feldspático em diversos tons de cinza claro. Grãos maiores são de antipertita (à esquerda e em baixo) e quartzo (em cima à direita). Minerais de forte relêvo à direita são: diopsídio (em forma de c) e hiperstênio (mais idiomórfico e alterado nas bordas).



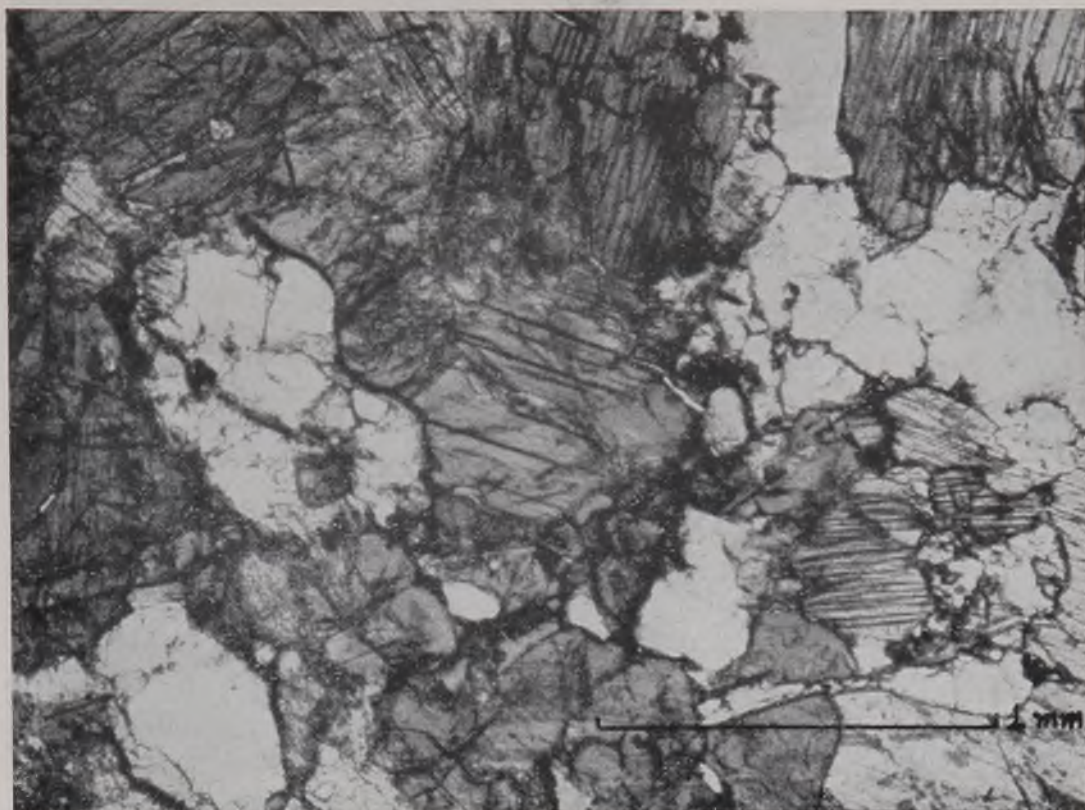
Fotomicrografia 4 — Piroxênio-granulito. Nícois sub-paralelos. Minerais de baixo relêvo: plagioclásios An₄₅. Alto relêvo em diversos tons de cinza: diopsídio e hiperstênio. Opacos: magnetita.



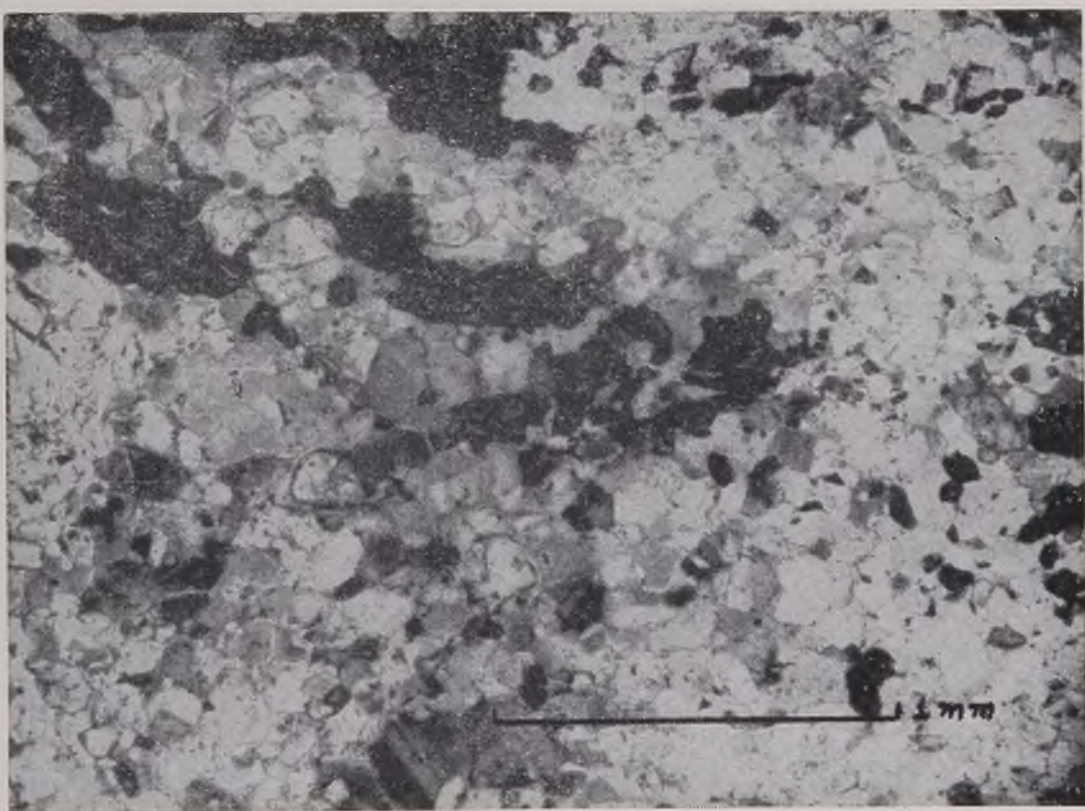
Fotomicrografia 5 — Piroxênio-granulito. Nícois descruzados. Áreas sem relêvo são de plagioclásio. Minerais cinzentos com clivagem; diopsídio. Cinzentos com estrutura fibrosa; uralita. Pequenos grãos de relêvo muito alto: granada.



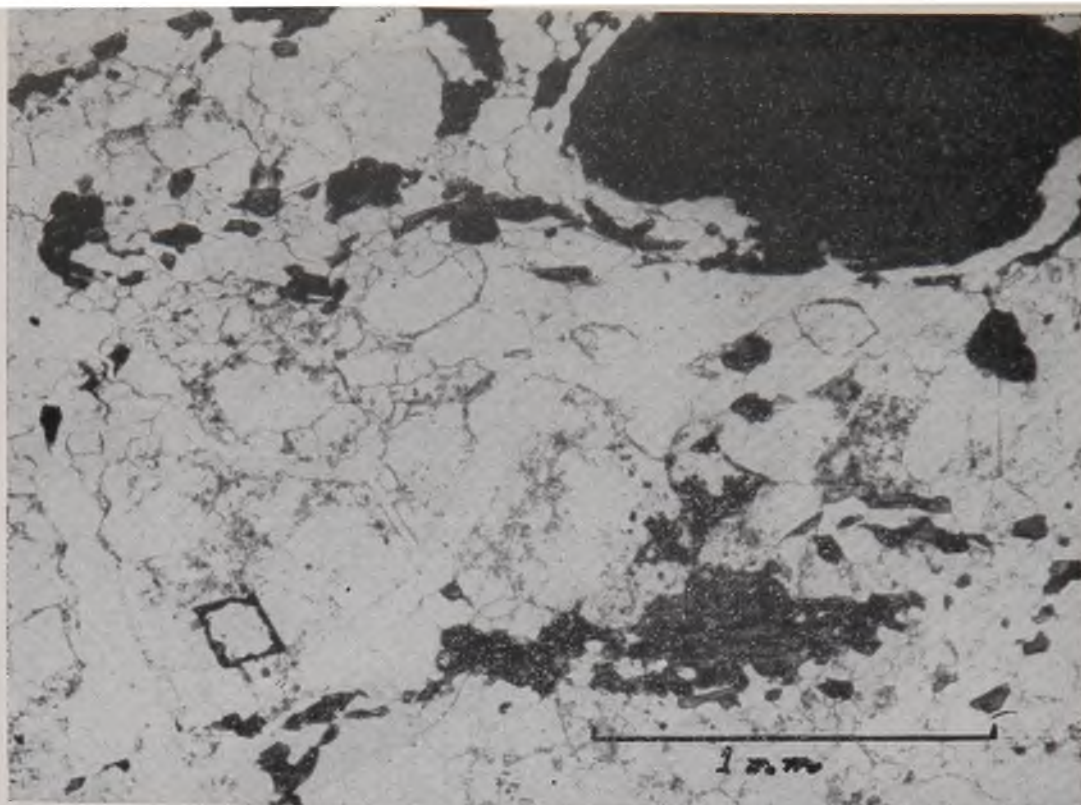
Fotomicrografia 6 — Piroxênio-granulito. Nícois cruzados. A mesma foto anterior, destacando a uralitização de piroxênios, geminação de plagioclásio e granada isótropa desenvolvida nos contactos uralita-plagioclásio.



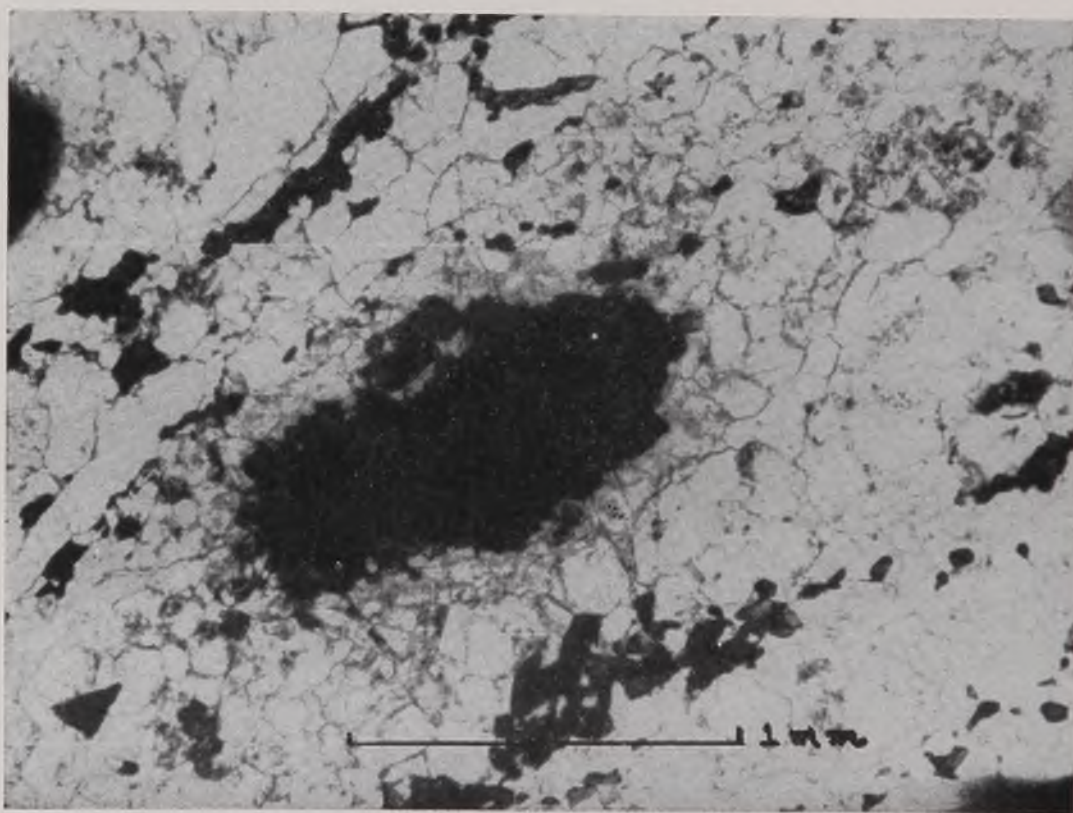
Fotomicrografia 7 — Anfibólito. Nícois descruzados. Plagioclásio An_{27} (áreas brancas) e hornblenda (cinza, alto relêvo e clivagem). Outros minerais presentes apatita e biotita.



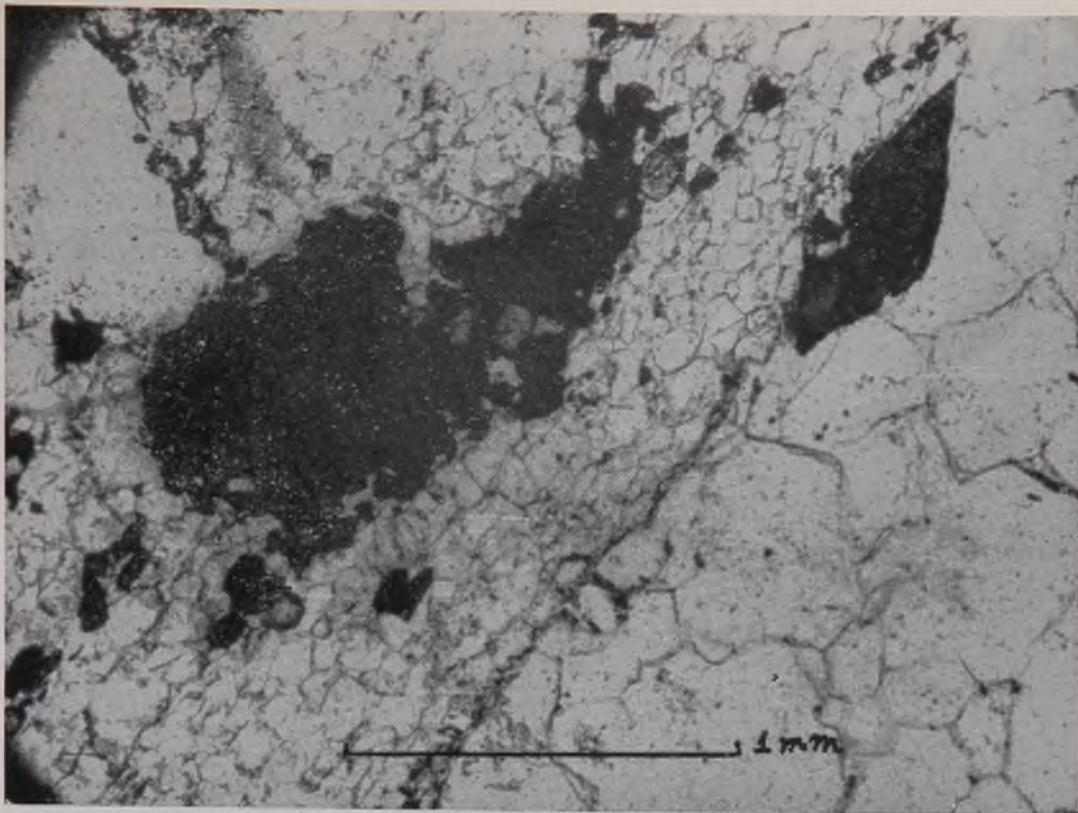
Fotomicrografia 8 — Gnaisse alcalino. Corte normal à lineação. Nícois subparalelos. Agregado granoblástico de baixo relêvo: microclínio e albíta. Os minerais de alto relêvo e clivagens em duas direções são hastingsita.



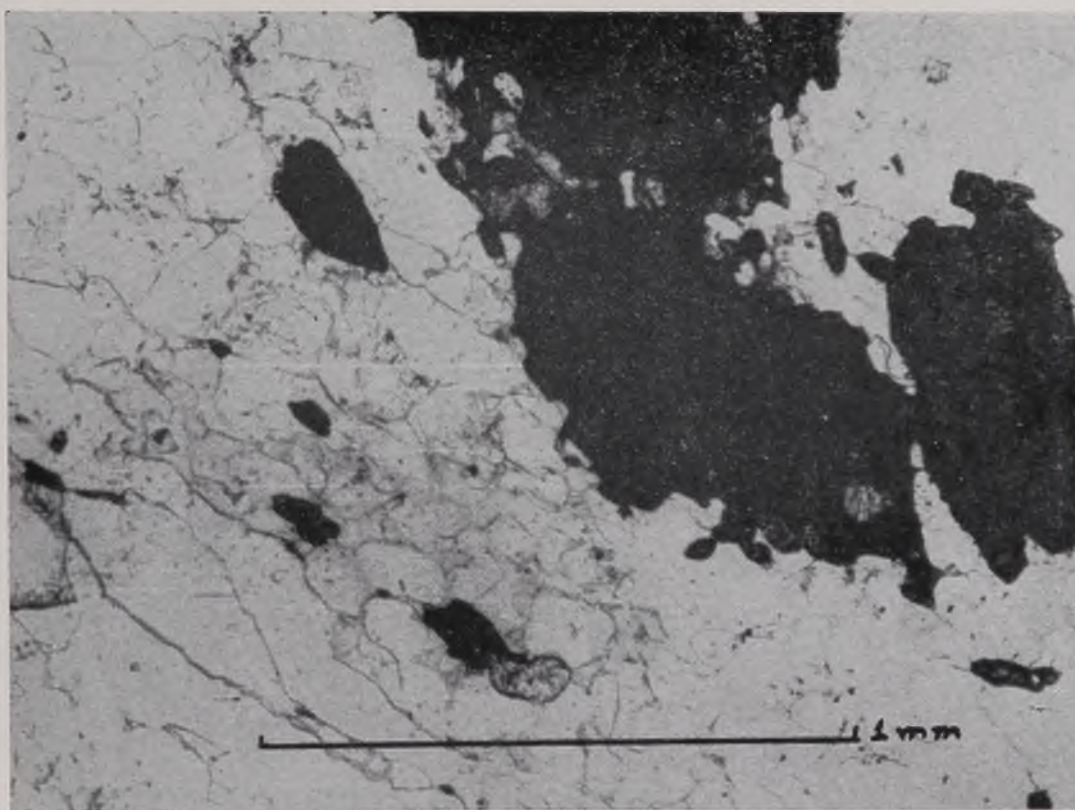
Fotomicrografia 9 — Gnaiss alcalino. Corte normal à gnaissificação. Nícois des-cruzados. Agregado de baixo relêvo: quartzo, albita e microclínio. Em cima à direita um grande cristal de titanita. Grãos cinzas pequenos: hastingsita: A esquer-da em baixo, calcita romboédrica dissolvida.



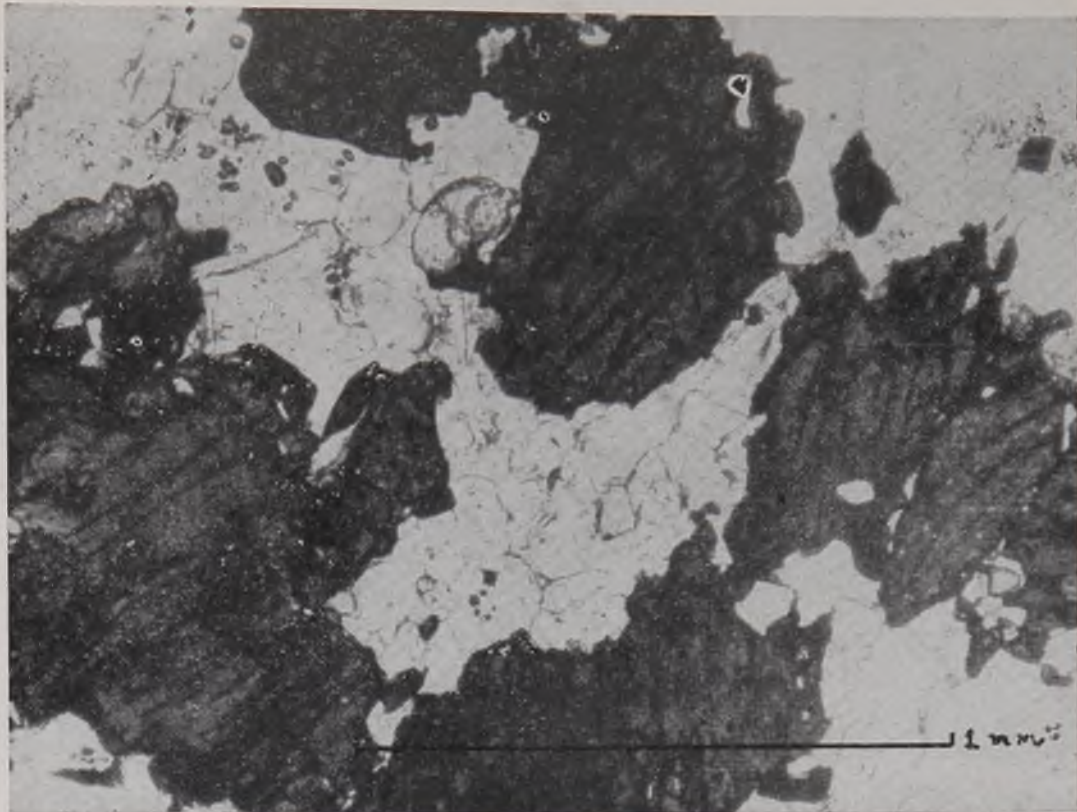
Fotomicrografia 10 — Gnaiss alcalino. Corte normal à gnaissificação. Nícois des-cruzados. Cordões de quartzo granulítico segregado em matriz feldspática (albita e microclínio). Cristais pequenos cinza a preto; hastingsita. Ao centro, um grande cristal de titanita em grande parte allanitizado.



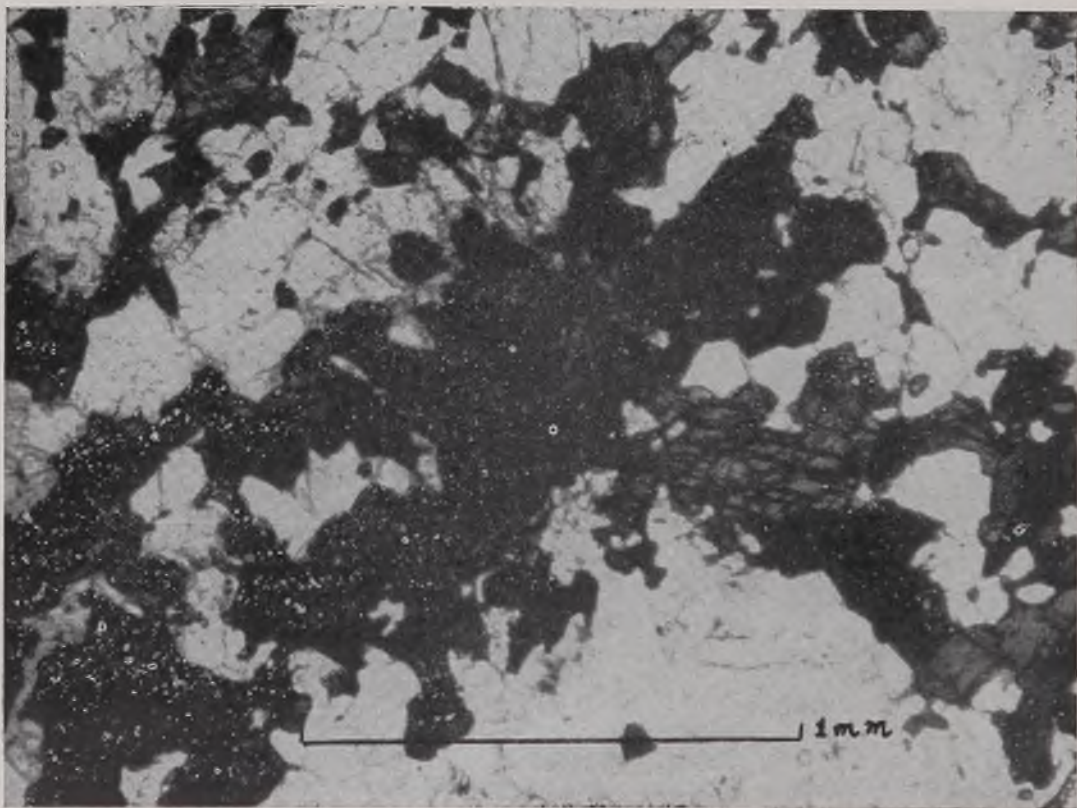
Fotomicrografia 11 — Gnaiss alcalino. Nícois descruzados. Camada de quartzo-granulítico grosseiro e cristal navicular de titanita, na metade direita. À esquerda, agregado feldspático granoblástico com raros grãos de quartzo. Os porfiroblastos cinza escuro à esquerda são de egrinaugita associado a calcita, apatita, allanita e magnetita.



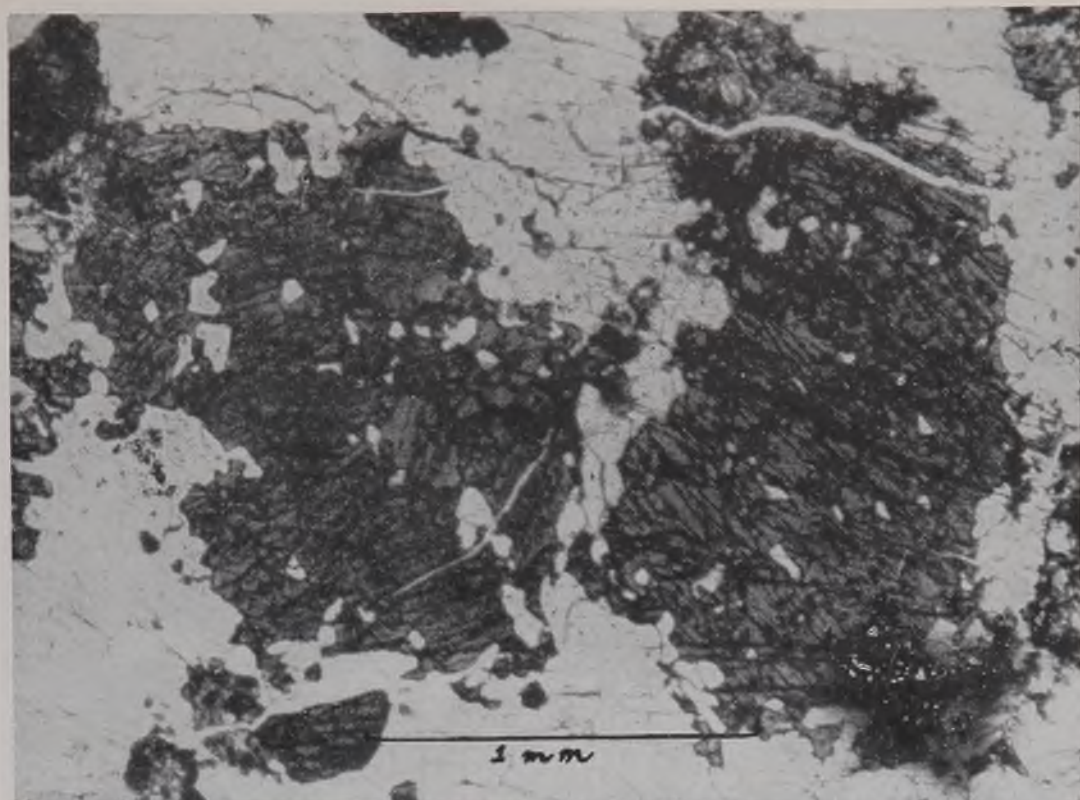
Fotomicrografia 12 — Gnaiss alcalino. Nícois descruzados. À esquerda, agregado feldspático e cordões de quartzo de baixo relêvo. Cristais grandes, cinza escuro são: titanita à direita e egrinaugita os demais. Inclusão de calcita em egrinaugita. Pequenos cristais de relêvo alto: titanita (ponteguda), allanita e apatita.



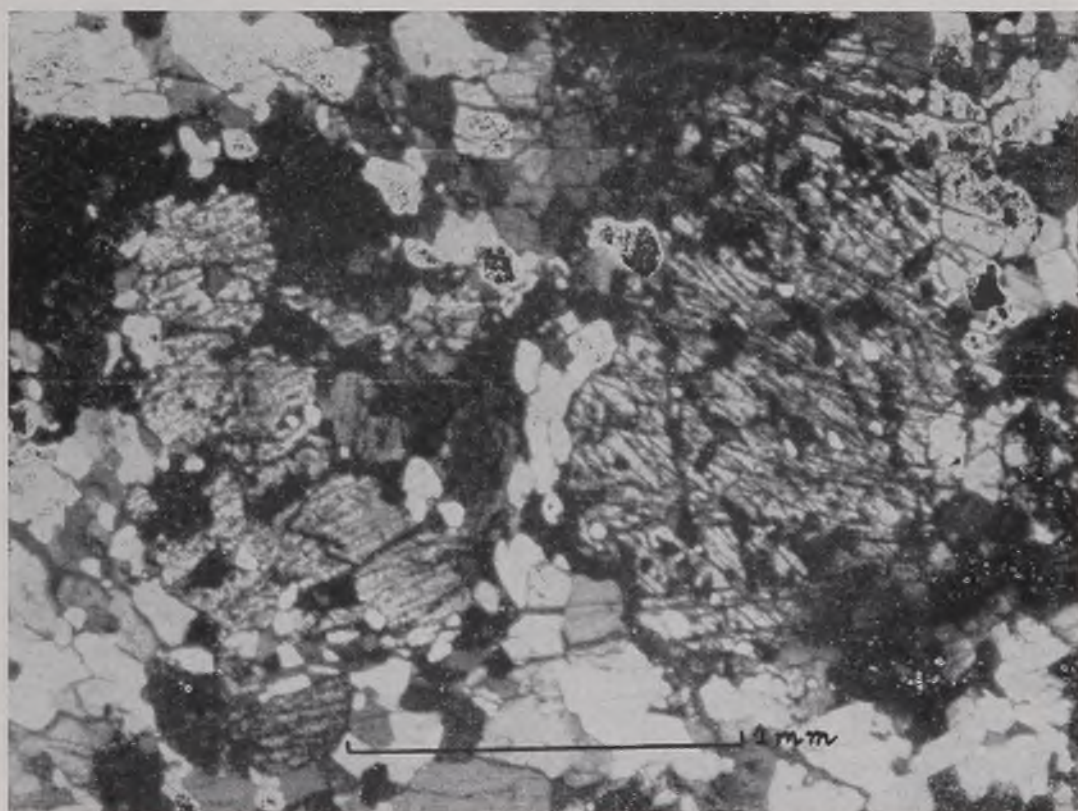
Fotomicrografia 13 — Gnaiss shonkinítico. Nícois descruzados. Em matriz feldspática (microclínio-albita) de baixo relêvo, destacam-se cristais maiores escuros de egrinaugita e um de titanita navicular (à direita). Apatita em grãos redondos.



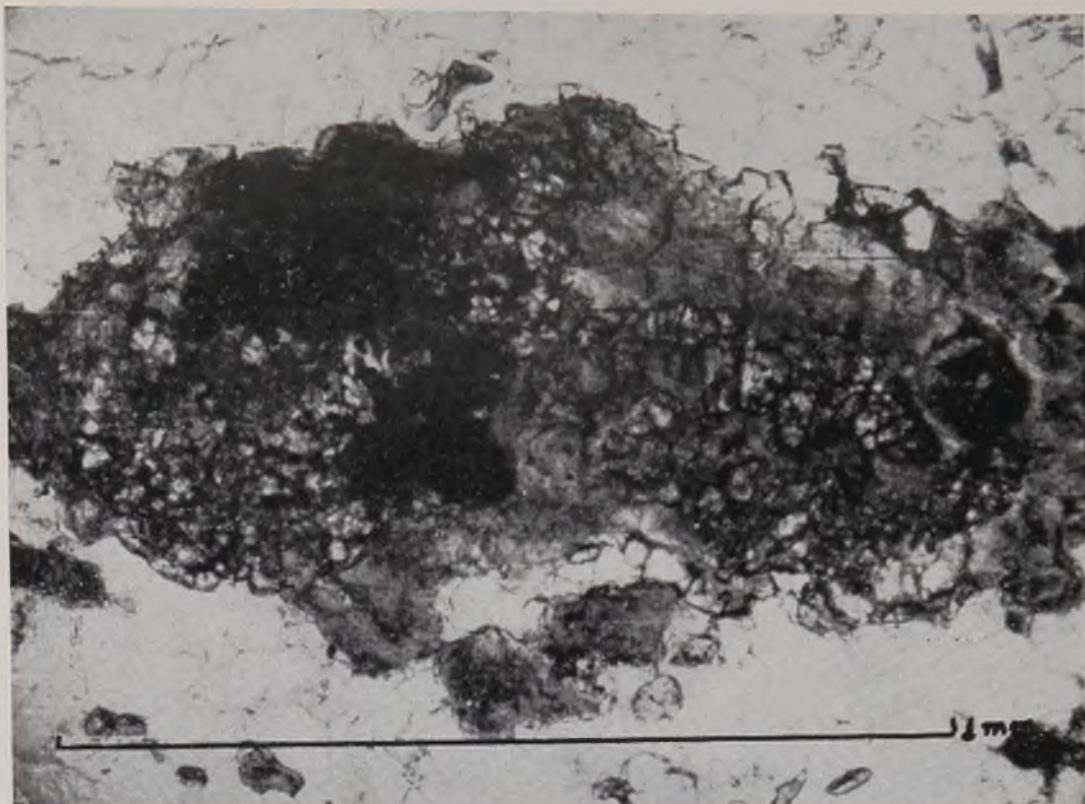
Fotomicrografia 14 — Gnaiss shonkinítico. Nícois descruzados. Matriz feldspática (microclínio, albita) de baixo relêvo e cristais de hastingsita de alto relêvo e em diversos tons de cinza até preto. Ao centro um cristal de allanita.



Fotomicrografia 15 — Gnaise shonkinítico. Nícois cruzados. Cristais poiquiloblásticos de egrinaugita com inclusões de andradita e quartzo, em uma matriz quartzo-feldspática.



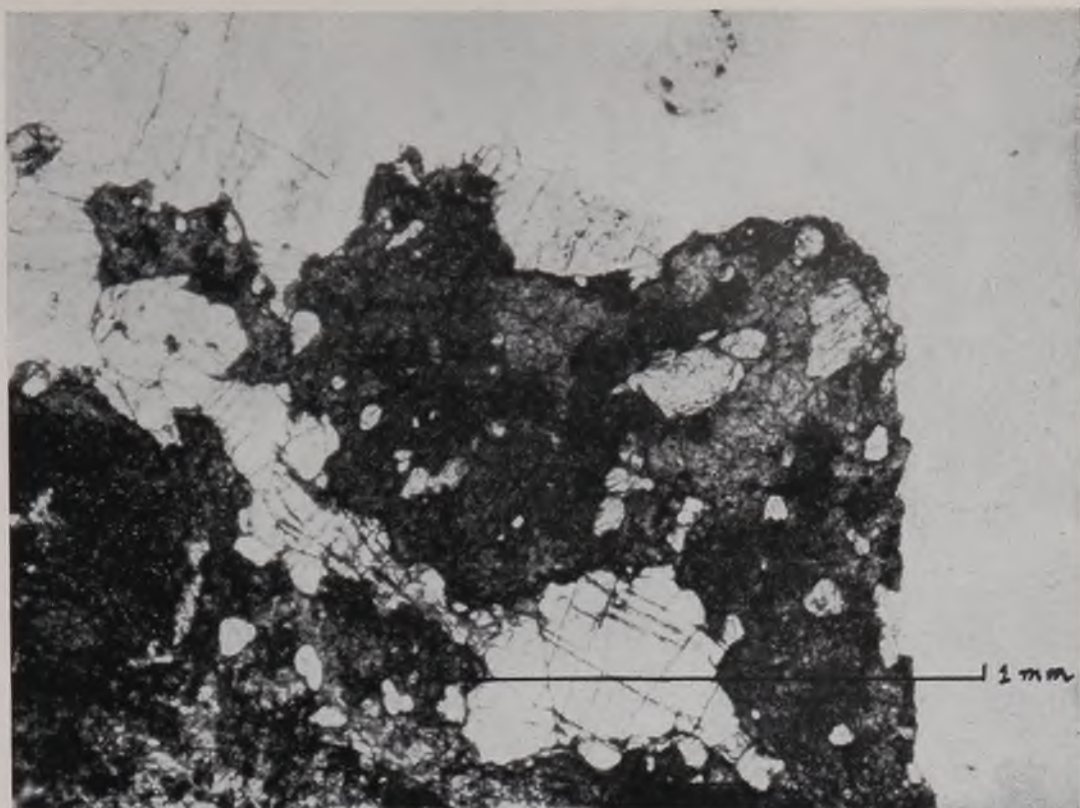
Fotomicrografia 16 — Mesma rocha anterior. Nícois cruzados. Ressaltando a matriz granoblástica e a associação piroxênio-andradita (isótropa).



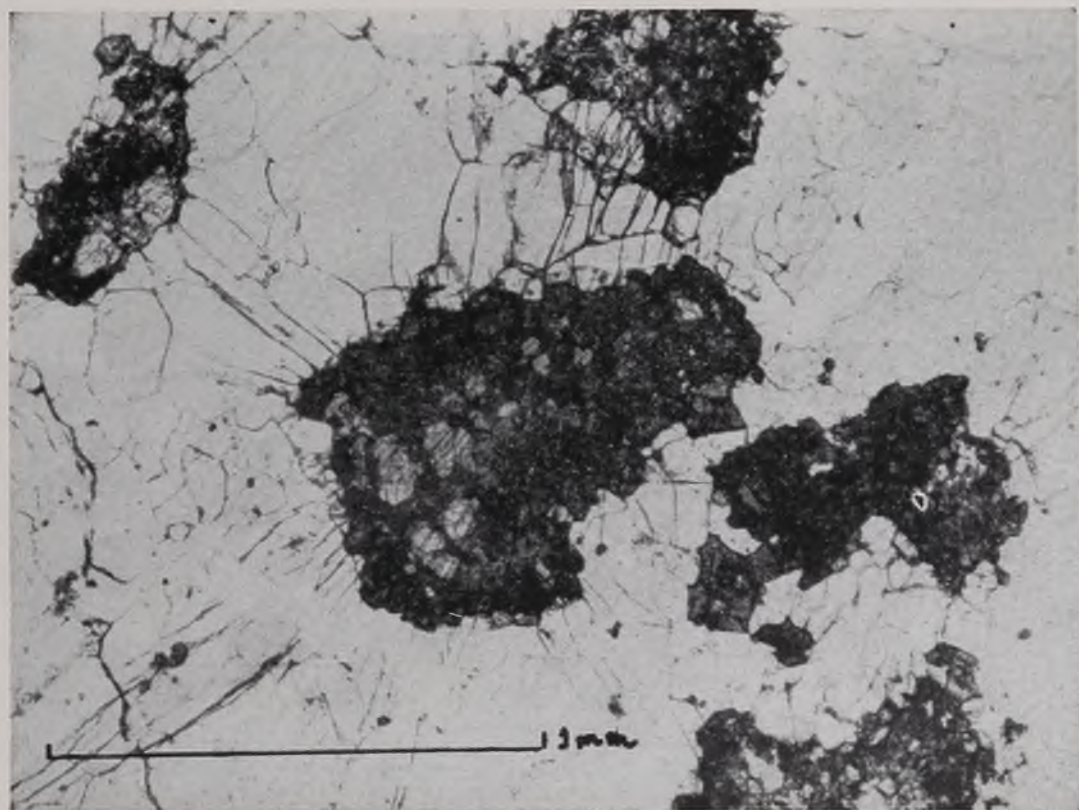
Fotomicrografia 17 — Titanita allanitizada. Nícois descruzados. Mesmo cristal da fotomicrogr. 10. Restos de titanita (clara, alto relêvo) envoltos por monocristal de allanita (cinza) e mineral opaco (ilmenita?)



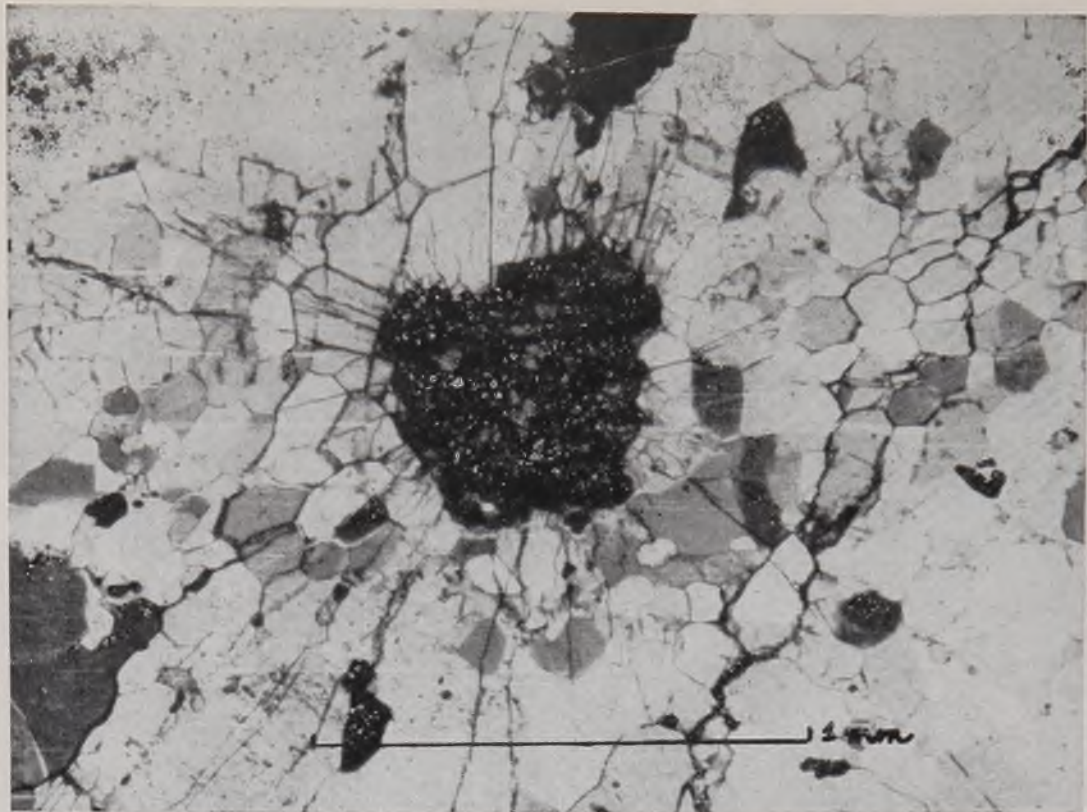
Fotomicrografia 18 — Perthita. Nícois cruzados. Porfiroblasto de microclínio per-títico em gnaisse alcalino de matriz granoblástica feldspática (microclínio, albíta).



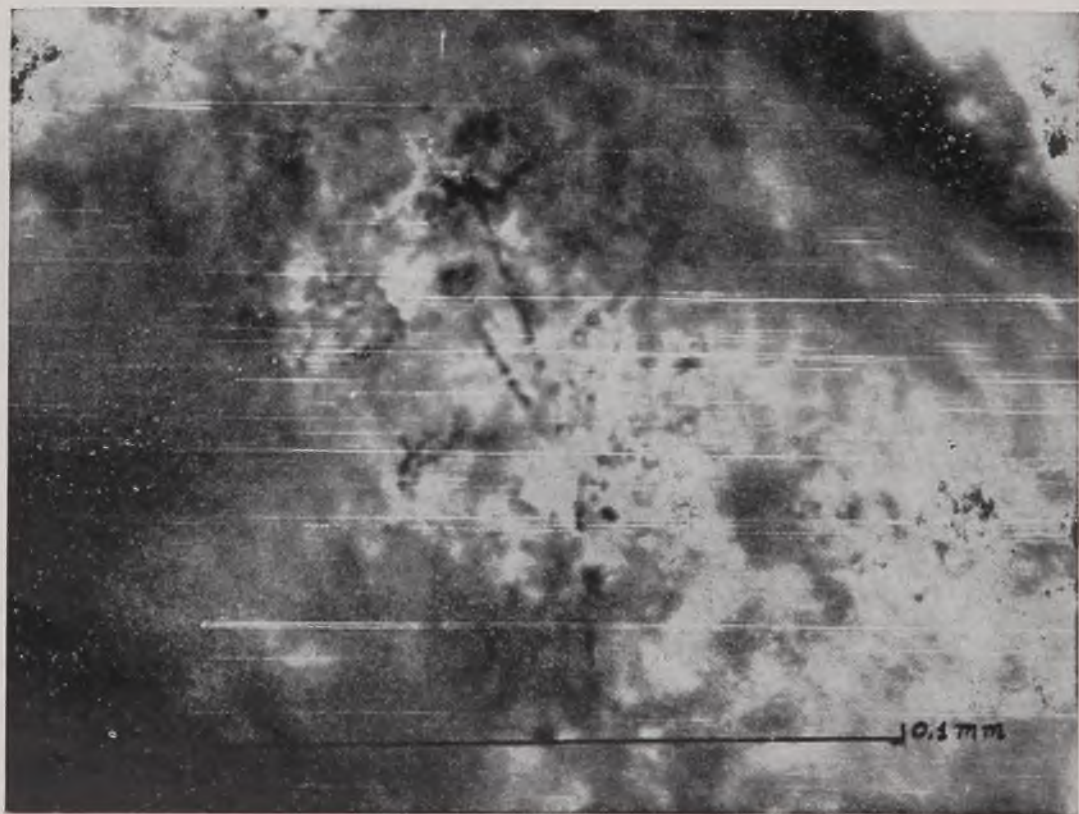
Fotomicrografia 19 — Allanita. Nícois descruzalos. Allanita metamíctica (cinza médio) englobando restos de allanita birrefringente (cinza escuro) e apatita (branca). Os agregados externos, fraturados, são quartzo-feldspáticos.



Fotomicrografia 20 — Nícois descruzados. Allanita metamíctica (cinza) com restos de allanita birrefringente (cinza escuro) e apatita birrefringente. O corpo allanítico à direita inclue cristal mais escuro de titanita. Restante: quartzo.



Fotomicrografia 21 — Corpo allanítico no gnaissse alcalino. Nicóis sub-paralelos. Como nas fotos anteriores, mostrando fissuração radial no agregado granoblástico quartzo feldspático.



Fotomicrografia 22 — Nicóis descruzados. Pistas de bombardeamento de partículas alfa em película colocada sôbre allanita de gnaissse alcalino.



Impresso na Secção Gráfica da Faculdade de Filosofia, Ciências e
Letras da Universidade de São Paulo em 1968

Doação: Prof
Rui Franco

Date: 13/03/78

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor: — Prof. Dr. Luís Antônio da Gama e Silva

Vice-Reitor: — Prof. Dr. Mário Guimarães Ferri

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor: — Prof. Dr. Mário Guimarães Ferri

Vice-Diretor: — Prof. Dr. Erwin Theodor Rosenthal

Secretário-Substituto: — Lic. Eduardo Marques da Silva Ayrosa