

ÍNDICE

	Pg.
COUTINHO, J. M. V. — Meta-conglomerado e rochas associadas no município de São Paulo.	5
PICHLER, E. e SOUZA CAMPOS, J. E. — Apreciação geológica e petrográfica de algumas rochas básicas de Santos.	57
FRANCO, R. R. — Contribuição ao conhecimento de estruturas migmatíticas no complexo brasileiro.	81
CAMARGO, W. G. R. — Aplicações da trigonometria esférica em problemas da simetria cristalográfica.	97
FRANCO, R. R. e CAMARGO, W. G. R. — Arsenopirita de Juca Vieira, Caeté, Minas Gerais, Brasil.	107
FRANCO, R. R. — Sobre uma rocha com escapolita de Acopiára, Estado do Ceará.	111
COUTINHO, J. M. V. — Lantanita de Curitiba, Paraná.	119



Os Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, são editados pelos Departamentos das suas diversas secções.

Toda correspondência deverá ser dirigida para o Departamento respectivo da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras Caixa Postal 8.105, São Paulo, Brasil.

The "Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo" are edited by the different Departments of the Faculty.

All correspondence should be addressed to the Department concerned, Caixa Postal 8.105, São Paulo, Brasil.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor: - Prof. Dr Alípio Corrêa Netto

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor: Prof Dr Eurípedes Simões de Paula

Secretário: - Lic. Odilon Nogueira de Mattos

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Diretor: Prof. Dr Reynaldo Ramos de Saldanha da Gama

Professor auxiliar: - Dr Rui Ribeiro Franco

Assistentes: - Dr William Gerson Rolim de Camargo

Dr José Moacyr Vianna Coutinho

Lic. João Ernesto de Souza Campos

Auxiliar de ensino: - Sr Antonio Moraes Rêgo

Estagiários

Lic. Francisco K. Takeda

Lic.^{ndo} Evaristo Ribeiro Filho

Lic.^{ndo} Plínio Soares Moreira

**SECÇÃO GRÁFICA da Faculdade de Filosofia, Ciências
e Letras da Universidade de São Paulo, *imprimiu***

META-CONGLOMERADO E ROCHAS ASSOCIADAS NO MUNICÍPIO
DE SÃO PAULO

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

(Departamento de Mineralogia e Petrografia, Universidade de São Paulo)
e colaboração de

FRANCISCO K. TAKEDA

ÍNDICE

I	— INTRODUÇÃO	6
II	— GEOLOGIA DA REGIÃO	7
III	— PETROGRAFIA	
1	— Meta-conglomerado	
	A — Descrição geral da rocha	9
	B — Seixos graníticos	10
	C — Seixos quartzíticos	12
	D — Outros seixos	14
	E — Matriz	
	a — Grosseira	15
	b — Fina	16
	F — Comparação com outros meta-conglomerados no Brasil	17
2	— Outras rochas metamórficas na série Açunqui	
	A — Meta-grauwackes e meta-arkósios	19
	B — Quartzitos	21
	C — Rochas pseudo-cornubianíticas	21
	D — Filitos	22
	E — Epidositos	23
	F — Anfibolitos	24
3	— Granito Pirituba ..	27
4	— Rochas de diques e veios	
	A — Veios de quartzo ..	28
	B — Pegmatitos e Aplitos ..	28
5	— Rochas de idade possivelmente pré-conglomerática.	28
IV	— INTERPRETAÇÃO E PETROLOGIA	
1	— Gênese dos meta-sedimentos	29
2	— Gênese do epidosito	31
3	— Gênese dos anfibolitos	33
4	— Metamorfismo	
	A — Regional ..	33
	B — Local	35
5	— Tectônica ..	36
6	— Seqüência de eventos e correlações	38
V	— SUMMARY	42
VI	— BIBLIOGRAFIA	46

I — INTRODUÇÃO

Em Março de 1953, o prof. Otávio Barbosa e o prof. Fernando de Almeida, viajando separadamente com intervalo de poucas horas pela atual via Anhanguera, rodovia que liga as cidades de São Paulo e Campinas, tiveram sua atenção despertada por matacões de rocha fresca deixados a descoberto em escavações realizadas recentemente à altura do km 18.

A mais ligeira inspeção revelou àqueles cientistas, um conglomerado polimictico deformado e metamorfizado; um meta-conglomerado em suma.

A importância do achado não necessita ser aqui ressaltada, bastando dizer que se trata de um dos primeiros conglomerados polimícticos metamorfizados encontrados entre as rochas pré-devonianas brasileiras. Sua importância cresce, se se tratar, como algumas evidências indicam, de um conglomerado basal. Por outro lado, é o conglomerado por sua própria natureza uma das rochas que melhor se prestam ao estudo das causas, processos e maneiras de deformação tectônica que eventualmente o tenham afetado bem como às rochas que porventura se lhe associarem.

O prof. Leinz, após tomar conhecimento da ocorrência e inspecioná-la em diversas visitas, acreditou tratar-se de material digno de um estudo mais detido e sugeriu-nos o assunto. Realizamos então algumas excursões com o fim de determinar não só as direções estruturais, espessura e outras feições daquela rocha, como também as relações de campo com as rochas associadas. Surgiram daí outros problemas, que, por intimamente ligados com as interrogações petrológicas referentes ao conglomerado, serão também abordados. Tal é o caso da natureza e origem dos meta-grauwackes, meta-arkosios, quartzitos, filitos e outros xistos, e ainda o problema dos anfibolitos e granitos presentes na região.

Obtiveram-se alguns dados tectônicos que sugerem algumas poucas conclusões sobre a situação espacial do meta-conglomerado e rochas associadas, do ponto de vista estritamente dinâmico. Muitas outras evidências podem ainda ser obtidas e relacionadas estatisticamente, ainda

no setor da tectônica macro e microscópica (petrofabric) Entretanto, nós as reservamos para um futuro trabalho mais especializado, e por isso mesmo, demandando mais tempo que o tomado pelo estudo que ora nos propomos a fazer

O mapa incluso representa a segunda tentativa de mapeamento geológico da região. Evidentemente é mais exato que o trecho correspondente na folha da antiga Comissão Geográfica e Geológica 1:100.000, mas ainda assim não passa de um esboço, já que foi elaborado depois de apenas algumas poucas excursões ao campo, efetuadas com o intuito, mais de esclarecer alguns pontos duvidosos do que pròpriamente de mapear em detalhe. Assim, observa-se que foram colhidos dados principalmente ao longo de estradas; via Anhanguera, picada ligando esta à estação de Taipas, Estrada de Ferro Santos-Jundiaí, caminho de subida do morro do Jaraguá e leito da Estrada de Ferro Santos-Jundiaí ,até o limite visível no mapa. Como se pode prever, os contornos rochosos e certas linhas de falha são apenas deduções obtidas à luz de um conjunto de evidências petrográficas, geológicas e geomorfológicas. Entretanto, para os fins em mira, o mapa servirá como base de trabalho que reputamos relativamente seguro.

Registramos aqui nossos agradecimentos aos técnicos pela eficiência e rapidez com que fabricaram as lâminas necessárias, ao prof. Sérgio Amaral pela revisão e sugestões que fêz a êste trabalho, ao prof. Rui Ribeiro Franco, diretor dêste Departamento pelos mesmos motivos e ainda pelo apôio e facilidades que nos concedeu. Desejamos agradecer especialmente ao prof. Viktor Leinz diretor do Departamento de Geologia desta Faculdade, que como mestre e amigo jamais hesitou em prestar a ajuda valiosa de sua crítica.

II — GEOLOGIA DA REGIÃO

O meta-conglomerado que aflora à altura do km 18 da via Anhanguera parece integrar-se em espessa formação meta-sedimentar, que aflora (mapa) principalmente ao sul do Estado de São Paulo como uma faixa rumo NE-SW penetrando o Estado do Paraná. É a chamada série Açunguí, tratada por alguns autores em São Paulo, como série São Roque.

As características petrográficas gerais da série Açunguí já foram evidenciadas por diversos autores (21, 23) Em resumo ela é formada por

antigos sedimentos que produziram por metamorfismo epi e mesozonal, filitos, calcários metamórficos e quartzitos, principalmente. A maior área de exposição está situada no Paraná e sul do Estado de São Paulo, mas, segundo a Carta Geológica do Estado de São Paulo (IGG, 1947), ela ainda aflora continuamente rumo NE em uma língua limitada ao norte por sedimentos gondwânicos e ao sul por batolitos graníticos. À altura das raízes da Mantiqueira, já perto do Estado de Minas Gerais, nada se sabe com certeza sobre a existência e relações geológicas daquela série.

Na zona ao norte da cidade de São Paulo, na área do rio Tietê (21) a série Açunguí pode ser reconhecida numa distância de 30 km. entre Jundiá e São Paulo, constituindo aí as serras do Japí, Cristais, Botujurú e Juquerí numa cadeia de serras paralelas ao norte da serra da Cantareira.

Na região representada pelo mapa a série mostra meta-conglomerados, xistos quartzo-feldspáticos (meta-grauwackes e meta-arkosios), quartzitos e raros filitos. Mais ao norte porém, dominam os tipos mais finos de meta-sedimento clástico (filitos) e também, calcários.

A impressão pois, é a de uma seqüência estratigráfica normal, com conglomerados na base e calcários no topo.

Intercalados nestas rochas, encontramos anfibolitos em afloramentos normalmente restritos. Entretanto foi delineado um volumoso corpo anfibolítico a NE da região em mapa.

A sudeste aflora o granito porfiroide tipo Pirituba, que neste local mostra contactos discordantes com a xistosidade das encaixantes. Trata-se de um estreito prolongamento do batolito da Cantareira. A via Anhanguera corta-o perpendicularmente numa extensão não superior a 1500 metros.

Um certo número de aplitos, pegmatitos e veios de quartzo cortam as rochas metamórficas ao norte da borda batolítica. Não nos preocupamos em fazê-los representar no mapa, já por formarem diques e veios muito finos, e por isso em escala incompatível, já porque suas atitudes não foram estudadas estatisticamente.

Ainda afloram na zona abrangida pelo mapa, xistos que, por razões que analisaremos adiante, preferimos diferenciar da seqüência que tem por base o meta-conglomerado. Afloram a NE (Taipas) e SE da região abrangida pelo mapa. Como se pode verificar nos cortes da via Anhanguera entre a borda sul do batolito granítico e o bairro do Alto

da Lapa, são estes os xistos que formam principalmente o embasamento fossilizado dos depósitos da bacia de São Paulo.

III — PETROGRAFIA

1 — Meta-conglomerado

A — Descrição geral da rocha

Esta rocha apresenta-se fresca em três locais nas proximidades dos contactos com o batolito granítico. Em outros pontos na região, ela só foi diagnosticada porque o solo proveniente de sua alteração ainda mostrava facilmente perceptível, a estrutura da rocha original.

O meta-conglomerado é normalmente rico de seixos de tamanho e forma variável. Entretanto não observamos nenhum seixo medindo mais que 50 cms, sendo mais comuns os de dimensões entre um e dez centímetros. A forma elipsóidica é a dominante. O tectonismo posterior à sedimentação os deformou em certo grau, mas o arredondamento original ainda é perfeitamente reconstruível e visível, (fotos n.ºs 3 e 4) apesar das saliências afiladas formando vértices agudos em alguns seixos nas junções das camadas da matriz e apesar também, da tendência observada em outros seixos, de se alargarem na parte mediana, assumindo formas retangulares em secção.

Nos afloramentos observados, os seixos ou dominam ou equivalem à matriz, em proporção volumétrica. Há porém uma gradação de tipos intermediários entre ruditos e arenitos. São exemplos disto alguns tipos de meta-conglomerado com seixos meudos e numerosos, meta-arkosics com alguns seixos esparsos, etc.

A descrição abaixo se refere apenas aos afloramentos de meta-conglomerado fresco encontrados ao lado da via Anhanguera e junto ao contacto com o granito (fotos n.ºs. 1 e 2).

Macroscopicamente é uma rocha acinzentada, constituída por seixos e matriz, ora granular grosseira, ora xistosa fina. O maior diâmetro nos seixos fica entre 1 e 20 cm excepcionalmente até 50 cm (foto n.º 1). Pode-se dizer de modo geral, que o volume ocupado pelos seixos é equivalente ao ocupado pela matriz embora não se tenha feito uma medida rigorosa neste sentido. Alguns seixos se tangenciam podendo até mesmo

haver uma certa penetração de uns em outros, em zonas onde a deformação se mostra acentuada (foto n.º 3). A xistosidade mergulha fortemente e os seixos alongados, dispõem-se com seus eixos máximos e médios na plano de xistosidade, e o mínimo, na direção normal. Os eixos que correspondem à direção de maior alongamento (direção b tectônica), são mais ou menos paralelos entre si e aproximadamente coincidentes com a direção de mergulho da xistosidade da matriz. Os alongamentos observados variam com a natureza dos seixos; 1:3 em granitos e 1:5 em quartzitos, em média (foto 5 e 6). A lineação, que por vezes é forte na matriz, (devido a micro-dobras, prismas ou linhas de agregados biotíticos etc.) coincide com a maioria dos maiores nos seixos. Dêste modo, evidencia-se fortemente, um característico aspecto de orientação preferencial na rocha. Alguns seixos fogem porém à regra geral, tendo-se observado vários deles com seus eixos maiores a ângulo forte ou até normal à xistosidade da matriz. Mehnert (18) observa também o mesmo fenômeno em meta-conglomerados da Alemanha sem encontrar uma explicação.

Os seixos podem ser agrupados litologicamente em 3 categorias;

	% numérica
Seixos graníticos	80
Quartzitos	20
Diversos	mínima

B — Seixos graníticos

Sob esta denominação agrupamos seixos de rochas quartzo-feldspáticas de granulação média a grosseira. Só se observa com precisão atualmente, a composição mineralógica, talvez um pouco modificada. A cataclase que deformou os seixos, obscureceu grande parte das texturas e estruturas originais mais delicadas. Entretanto, pelo exame da composição mineralógica de relíquias não milonitizadas nos seixos, parece que grande parte dêstes representam realmente antigos granitos a microclínio, equigranulares e normais. Uma pequena proporção dos seixos, mais ácidos e de granulação mais grosseira, representariam possivelmente rochas pegmatíticas antigas. Alguns seixos ainda, mostram uma orientação mineral mais acentuada e por vezes discordante da xistosidade da matriz. O aspecto gnaissico dêstes seixos é mais evidente macroscopicamente. Ao microscópio, a cataclase intensa não nos permite identificar com

certeza uma textura gnaissica original. Acreditamos que existam realmente representantes de granito-gnais e gnaisses graníticos antigos, mas na ausência de um trabalho microtectônico minucioso que possa separar gnaissificação antiga de cataclase mais moderna, preferimos ficar com a suposição apenas.

Não foram encontrados representantes dos chamados granitos Pirituba (porfiroides) entre os seixos. Na verdade, alguns deles mostram cristais grandes de microclínio em textura aparentemente gnaissica. Todavia, a porcentagem daqueles "fenocristais" é tão grande, (mais de 60%), que não podemos identificá-los com os conhecidos granitos do tipo Pirituba, onde a porcentagem de fenocristais é variável entre 5-30%. Aqueles seixos parecem mais tipos de gnaisses porfiroblásticos muito comuns nos terrenos supostos mais antigos da serra do Mar

Microscòpicamente notamos nos seixos graníticos uma tendência acentuada para uma composição mineralógica constante; quartzo, microclínio, plagioclásio sódico, biotita, muscovita, epidoto, titanita, zirconita, apatita, em proporções diferentes conforme o seixo. Não identificamos clorita nas lâminas estudadas.

A tabela abaixo representa a porcentagem volumétrica aproximada dos minerais de um típico seixo de granito, um dos que são aparentemente os mais comuns no meta-conglomerado:

	%
Quartzo	24
Microclínio	24
Plagioclásio anti-pertítico	20
Pertita e agregados granulares	15
Biotita	8
Muscovita	7
Epidoto	2
Magnetita	pr

Em nenhum dos seixos encontramos hornblenda, piroxenios e plagioclásios mais básicos que An15%. Dos minerais mencionados, parte do quartzo e provavelmente quase tôda a muscovita e epidoto são de origem secundária, os dois últimos com certeza formados pelo desdobramento da molécula de plagioclásio.

Os efeitos cataclásticos são evidentes em qualquer rocha granítica de seixo. Parece-nos que quanto menor a riqueza de mica original, tanto mais intensamente teria atuado o processo (18) Em um seixo sialico quase exclusivamente quartzo-feldspático (pegmatítico?) observou-se o grau mais intenso de fraturamento, granulação e deformação, levando a rocha a um autêntico milonito. Nos seixos graníticos observados, grande parte do plagioclásio mostra sempre uma curiosa estrutura. Na verdade trata-se de verdadeiros pseudomorfos formados pelo intercrescimento granular microscópico de plagioclásio (original?) + feldspato potássico, êste sem dúvida posterior. A geminação antiga do plagioclásio ainda pode ser vagamente adivinhada aqui e ali. Em resumo, é uma per-tita metasomática. Outras vezes os grãos de plagioclásio se associam a feldspato potássico e quartzo em uma farinha ou agregado obscurecido por grande quantidade de epidoto e micas secundárias. Ainda aqui parece-nos que o plagioclásio é o esqueleto primário. O feldspato potássico e quartzo substituem parte do plagioclásio. Tem-se a impressão de que a rocha sofreu uma embebição de líquidos silico-potássicos que cristalizaram quartzo e feldspato potássico principalmente nas zonas mais granuladas (milonitizadas). Mas a granulação extremamente fina dos agregados não nos permite tirar conclusões sôbre as relações mutuas.

Em resumo, temos como em muitos outros seixos examinados, uma composição mineralógica atual, diferente da original. Pode-se perceber claramente que a porcentagem de plagioclásios teria sido maior que a atual tendo havido enriquecimento de quartzo e feldspato potássico por fenômenos metassomáticos posteriores à deformação que milonitizou parcialmente os seixos. Muscovita e epidoto que abundam nestes seixos são co-produtos dêstes processos de destruição de feldspatos.

No caso do granito da tabela anterior, teríamos 35% de plagioclásio original se considerarmos que os agregados feldspáticos representam cristais antigos de plagioclásio. Isto é, teríamos uma rocha com mais plagioclásio que feldspato potássico, portanto, um granodiorito. Entretanto, se calcularmos a composição química pela sua composição mineralógica atual, vamos encontrar ao redor de 7 — 8% de K_2O

C — Seixos quartzíticos

Quartzitos formam cêrca de 20% dos seixos no meta-conglomerado. São fàcilmente destacáveis no solo residual, pois formam o único tipo

de seixos que se conservam praticamente inalterados através do intemperismo da rocha. Pudemos assim observar a forma externa de muitos, (fotos 5 e 6) Sugerem frequentemente a forma de fusos ou elipsoides muito alongados. O eixo tectônico b aqui*, é sempre muito mais alongado que a e c (a pouco maior que c) ao contrário do que ocorre com os seixos graníticos onde b não costuma ser muito maior que a . Pode-se pensar que nos seixos quartzíticos essa forma seja aproximadamente original não tendo sido praticamente afetada pelo tectonismo posterior. Realmente, dois sistemas preferenciais de diaclassamento na rocha antiga, tenderiam a separar fragmentos alongados que posteriormente seriam trabalhados durante o transporte. A textura microscópica atual nestes quartzitos é equigranular com cristais limpidos suturados nas bordas. Não mostra pois sinais de deformação cataclástica ao contrário do que se observa nos seixos graníticos.

Entretanto observa-se na superfície de muitos seixos quartzíticos retirados da rocha, acentuados sulcos e estrias paralelas ao eixo de alongação maior, demonstrando que o seixo quando já integrado no conglomerado sofreu algum tipo de fricção ou mesmo transporte tectônico paralelo à atual lineação da rocha. Ainda mais, os índices de alongamento em seixos de quartzito podem por vezes atingir valores entre 1:10 e 1:20. Embora raros, estes valores demonstraram que a alongação exagerada de pelo menos parte dos seixos não deve ser original pois é difícil admitir transporte de seixos tão alongados (9). Assim, acreditamos que longe de representarem rochas resistentes, os quartzitos são, dos seixos que formam o conglomerado, as rochas mais sensíveis aos esforços deformacionais. É fato comprovado que o quartzo é um dos minerais mais facilmente modificáveis tectonicamente, apresentando constantemente orientação preferencial por mecanismos ainda não bem esclarecidos. (28).

O fato de a microestrutura atual não mostrar qualquer indicio de cataclase indica apenas que o quartzo pode se mobilizar com facilidade (11) respondendo prontamente por recristalização aos fatores de metamorfismo reinantes nos ambientes relativamente profundos, e principalmente, junto a contactos com intrusivas como é o caso em considera-

* A notação aqui usada é provisória. É aplicável apenas durante a amostragem no campo. Em relação à a e b , suas posições tectônicas vedardeiras só paderão ser confirmadas após análise petrofabrica (28). Assim;

a = direção perpendicular a b no plano da xistosidade

b = lineação ou alongamento de seixos no plano da xistosidade

c = direção perpendicular a a e b , portanto perpendicular à xistosidade.

ção. Além do mais é provável granulação original muito fina nestas rochas, favoreceria bastante a reconstituição metamorfica da rocha.

É a seguinte a composição mineralógica de um seixo de quartzito tomado como exemplo;

	%
Quartzo	84
Microclínio	10
Muscovita	3
Biotita	2
Apatita	0,5
Plagioclásio alterado	0,5

D — Outros tipos de seixos

Epidosito — Um pequeno seixo de uma rocha contendo quartzo, epidoto e biotita foi identificado no conglomerado. Quartzo e epidoto são os minerais mais comuns em textura micro-granoblástica ao passo que a biotita cresce poikiloblásticamente em cristais maiores. A constituição petrográfica deste seixo mostra uma rocha que tanto pode ser interpretada como um produto de antigo sedimento como também de veios quartzo-epidóticos, os últimos encontrados vulgarmente cortando rochas cristalinas antigas. Todavia a presença de biotita nesta associação não tem sido assinalada em veios daquele tipo. Há pois, possibilidades de se tratar de rocha metamórfica de composição original próxima a uma marga silicosa.

Micaxisto — Algumas cavidades negativas de seixos intemperizados mostravam restos de material micáceo extremamente alterado. Entretanto, seixos de micaxisto em afloramentos frescos de meta-conglomerado, ainda não foram confirmados.

Quartzo — Pequenos seixos de quartzo de poucos milímetros até um ou dois centímetros estão também presentes especialmente nos horizontes onde o meta-conglomerado passa a uma rocha mais rica de matriz e isenta de seixos grosseiros. Algumas vezes este quartzo é leitoso. Outras vezes, de coloração nitidamente azulada.

Feldspato — Seixos de feldspato também podem ser reconhecidos nos mesmos tipos de ocorrência do anterior. Sua origem clástica se evidencia perfeitamente pelo exame de seus contornos.

E — Matriz

A matriz do conglomerado pode assumir aspectos variados mesmo em uma mesma amostra. Distinguiremos dois tipos principais;

a — Matriz grosseira

Fracamente xistosa, rica em elementos clásticos grosseiros; quartzo e feldspatos que podem atingir até 1 mm. Ao contrário dos seixos maiores, esses grãos não são arredondados mostrando arestas vivas como se tivessem sido quebrados recentemente. Esta parte da rocha pode ser mesmo interpretada como milonito, pois é admissível que o fator dinâmico durante o metamorfismo regional tenha milonitizado mais intensamente pequenos seixos e grãos milimétricos e incorporado o material resultante à matriz mais fina. (Aliás, seixos conservando ainda superfícies arredondadas e polidas só encontramos de diâmetros centimétricos para cima). As composições mineralógicas de duas lamínas deste tipo de matriz, (fotomicro n.º4) abaixo transcritas, representam variações percentuais observadas;

	%	
	1a.	2a.
Quartzo	33	43
Microlínio	21	6
Plagioclasio anti-pertítico	15	11
Muscovita	16	8
Biotita	8	17
Epidoto	5,5	15
Magnetita	0,5	0,5
Apatita	pr.	pr.
Calcita, zirconita	pr.	—

É importante frisar aqui a riqueza de epidoto, característico da zona de matriz grosseira. Sem dúvida alguma, provém ele da alteração de plagioclásio sob condições de metamorfismo dinâmico. Os plagioclásios

que ainda subsistem estão, como nos seixos de granito, intimamente intercrescidos (anti-pertita) ou substituídos por feldspato potássico. Parte dos grãos maiores de quartzo e feldspato, embora possivelmente alterados ou parcialmente recristalizados ainda possuem formas externas reliquias, sugerindo a sua natureza clástica (ou clasto-cataclástica). Por outro lado, pelo menos grande parte das micas e epidotos são produtos de mineralização sob condições de metamorfismo, e sob este aspecto devem ser considerados como secundários.

b — Matriz fina

Intercalam-se no meio da matriz grosseira, faixas, lentes ou zonas sinuosas e irregulares de material mais fino muito rica de mica iso-orientada dando ao meta-conglomerado o seu aspecto geral de relativa xistosidade. Petrograficamente é comparável a muscovita-xisto. Macroscopicamente evidencia, além de acentuada xistosidade, forte lineação devida a linhas de agregados biotíticos. Microscopicamente mostra a seguinte composição mineralógica;

	%
Quartzo	30
Microclínio	20
Muscovita	37
Biotita	13
Epidoto	pr.
Titanita	pr.
Zirconita	pr.
Magnetita	pr.

A ausência quase completa de epidoto sugere um fato importante; a provável ausência de plagioclásios clásticos originais. Por outro lado, todos os minerais são de cristalização metamórfica, inclusive os abundantes feldspatos potássicos e quartzo. O primeiro, microclínio, forma franjas reniformes envolvendo concentrações de muscovita. (fotomicrografia. 1). O quartzo preenche espaços estelares e mostra-se tipicamente mobilizado e recristalizado. A biotita em regulares e definidos agregados compridos e fusiformes. e a muscovita não evidenciam esfarrapamentos e torções, indicando assim, ambiente de cristalização post-tectônica.

A ausência de minerais clásticos reliquias nestes leitos (em uma rocha onde em outras partes são abundantes as evidências contrárias), apontam para uma única conclusão; a matriz xisto-micácea fina representa zonas originalmente argilosas. Dada a grande superfície de reação de cada partícula constituinte, foi nestas zonas que tomaram maior importância os fenômenos de neo-mineralização e recristalização metamórfica. Desenvolveu-se grande quantidade de mica (50 % do volume total), especialmente muscovita, à custa da qual começou a formar-se posteriormente o feldspato potássico, este, devido às elevações do gradiente termal nas vizinhanças do batolito granítico. Nestas regiões podemos caracterizar a rocha como um verdadeiro conglomerado-gnais.

F — Comparação com outros meta-conglomerados no Brasil

O meta-conglomerado é uma rocha raramente descrita entre os sedimentos pré-devonianos metamórficos brasileiros.

O conglomerado-gnais do rio Guanhães (2) contém seixos de uma só espécie e pertence a uma série inferior à série Minas de mais alto grau de metamorfismo.

Gardner (em Hartt; 12) há mais de meio século chamava a atenção para um conglomerado-gnais de Arrais, Goiás, e, descrevendo a estrutura da serra em que se localiza a cidade diz que as rochas são todas metamórficas e quase verticais, a inclinação tendendo para leste. “Destas rochas, a mais ocidental tem uma estrutura arenosa xistosa que cobre uma rocha estratificada muito compacta de cor acinzentada assemelhando-se muito a gnais, na qual estão incrustados inumeráveis seixos arredondados de granito e quartzo de todos os tamanhos de uma a três ou quatro polegadas”. Evans no entanto, observa que embora Gardner acentue a semelhança com gnais, tais rochas devem ser consideradas ardósias conglomeráticas (8). Verifica-se entretanto uma certa concordância litológica com os meta-conglomerados de São Paulo. Quanto à posição estratigráfica, pouco se sabe sobre as rochas de Goiás. Evans compara-as com as por ele encontradas a NW de Cuiabá, que apenas considera pré-devonianas.

As ardósias de Cuiabá segundo o autor frequentemente contêm seixos de rochas mais velhas, de diâmetros até 8 polegadas ou mais. A noroeste de Cuiabá encontrou na rocha conglomerática seixos grani-

toides com "shearfoliation" já desenvolvida antes de incluídos na matriz presente. Alguns seixos parecem derivar-se de rochas clásticas e alguns podem ser fragmentos de rocha tipo lava bastante compacta. Os seixos são algumas vezes isolados outras vezes grande número deles se ajuntam mas cada um é envolvido na matriz ardósiana de grã fina, os planos divisionais da qual se abrem e envolvem os seixos. Em exposições no canal do rio Jangada, a ardósia contém fragmentos abundantes destes materiais perfazendo metade do volume da rocha.

Os conglomerados das formações Sopa e Macaubas, descritas por diversos autores há muito tempo (23) ambas na série Lavras de Minas Gerais, são também atribuídos ao pré-devoniano mas superiores à série Minas. Aquelas rochas, pelo que podemos deduzir das descrições apresentam uma petrografia, tectônica e grau de metamorfismo (ausente ou fraco) bastante diferentes do meta-conglomerado descrito neste trabalho. Não nos deteremos portanto em sua análise.

Othon Leonardos (15) descreveu em Pedra do Sino, Minas Gerais, um rudito metamorfisado que incluiu na formação Carandaí assentando diretamente sobre os gnaisses da Mantiqueira. Entretanto o aspecto da rocha é de um verdadeiro tilito, mostrando variedade petrográfica nos fragmentos e blocos semi-angulosos de dimensões muito variadas.

A nosso ver, as rochas que apresentam maior número de pontos de contacto com as aqui descritas, são os conglomerados encontrados por Leonardos em Iporanga, São Paulo (17), que o mesmo autor (16) inclui numa série superior à série Açunguí. Barbosa (3) entretanto, considera estes e outros conglomerados ocorrentes no Paraná, como simples intercalações na série Açunguí, ou, no máximo constituindo uma formação superior na mesma série. Segundo Leonardos, aqueles conglomerados se associam a arkósios, quartzitos, arenitos grafitosos e filitos assetinados. Das descrições feitas por Leonardos, Barbosa, Knecht e Felicíssimo (14) destas rochas, ressaltam os seguintes dados petrográficos; a) os seixos mais comuns são formados por rochas resistentes; granitos, gnaisses, quartzo e quartzitos; b) cimento sericitico quartzoso ou quartzo-feldspático (arkosiano); c) seixos deformados e alongados no plano da xistosidade Estriação tectônica. Não obstante, é possível quase sempre estabelecer-se um razoável grau de arredondamento original.

Como vemos, muitos destes característicos são comuns aos meta-conglomerados de São Paulo. O problema da correlação estratigráfica será analisado mais adiante.

2 — Outras rochas metamórficas na série Açunguí

Aquí serão tratadas apenas as rochas (meta-sedimentares ou não), incluídas na sequência sedimentar que têm por base o meta-conglomerado.

A — Meta-grauwackes e meta-arkosios

Afloram imediatamente ao norte do horizonte conglomerático mais espesso e se intercalam com camadas finas de meta-conglomerado normal ou de seixos miúdos, e com alguns horizontes filíticos e de quartzitos puros (do tipo que aflora no morro do Jaraguá) São ainda intercalados com pequenos corpos de anfibólitos e epidófitos.

Meta-grauwackes e meta-arkosios apresentam-se em uma variedade de tipos; claros ou escuros, mais xistosos ou mais maciços, compactos ou friáveis, e mostram uma variação mineralógica cuja significação nos escapa. A análise mineralógica de quatro exemplares deu os seguintes resultados:

	1	2	3	4
Quartzo	35	40	55	35
Microclínio	pr?	2	—	20
Plagioclásio	25	20	—	15
Muscovita	25	25	40	25
Biotita	10	10	pr?	pr
Apatita	2	pr	—	1
Titanita	—	—	—	pr
Zirconita	pr	pr	pr	pr
Magnetita	3	3	3	4
Turmalina	pr	pr	pr	—

A rocha é totalmente recristalizada mas a textura blasto-psamítica ainda é muito evidente. Os grãos de até 1mm de quartzo, feldspato ou mesmo de rochas antigas, ainda mostram contornos não muito modifica-

dos, atestando claramente sua origem clástica original. Este caráter detrítico original no entanto é percebido somente pelo exame das formas dos grãos pois é evidente que houve uma recristalização dos componentes nos grãos. O quartzo mostra-se limpido e suturado. Os feldspatos também limpidos. O plagioclásio que ocorre é a albita quase pura, incolor raramente mostrando clivagem e quando geminada (nem sempre) mostra distintas e regulares traves. Até mesmo as antigas e finas impurezas de alteração mostram-se agora com inclusões recristalizadas e perfeitamente definidas (muscovita, epidoto). Examinados em secção delgada e com maior aumento os minerais clásticos reliquiares mostram nas suas bordas interpenetração com os minerais da matriz, atestando mais uma vez a existência de recristalização.

Das rochas estudadas, 1 e 2 como se vê são praticamente indênticas. Macroscopicamente distinguem-se apenas pela cor e grau de compactidade; 1 mais escura e compacta. Aliás esta rocha tem sido trabalhada em uma grande pedreira ao lado da via Anhanguera à altura do km 22, e extraída como pedra britada. Classificamos as rochas 1 e 2 como metagrauwackes dada a riqueza em plagioclásio e biotita. Feldspato potássico muito raro. Nestas rochas, quartzo e plagioclásio (An 6%) são os únicos componentes em grãos clásticos reliquiares. Biotita e muscovita formam os minerais preponderantes na matriz intersticial, relativamente xistosa. Os grãos clásticos recristalizados mostram o mesmo tipo de alongamento deformacional descrito para os seixos nos conglomerados. (fotomicrografia. 3).

Outro tipo de meta-psamito bastante comum na região é o de composição exemplificada pela rocha n.º 4. Essa rocha apresenta todas as peculiaridades texturais das anteriores mas mineralógicamente se distingue pela presença de feldspato potássico (microclínio) ao lado de quartzo e plagioclásio albita em grãos clásticos deformados e recristalizados. A mica presente na matriz xistosa é praticamente de uma espécie só. Parece tratar-se de muscovita embora apresente a estranha peculiaridade de um nítido embora fraco pleocroísmo em tom verde claro.

A rocha exemplificada em 3 é um tipo de meta-psamito extremamente diferenciado quanto à composição mineralógica dos componentes clásticos grosseiros, onde só pudemos identificar o quartzo. A matriz, originalmente argilosa é quase inteiramente formada por muscovita. Acreditamos ser um tipo de rocha relativamente rara na região.

B — Quartzitos

Afloram principalmente no pico do Jaraguá e imediações, Fazem parte da sequência sedimentar em consideração, em jazimentos lenticulares de contornos perfeitamente visíveis em afloramentos de pequena extensão. Não nos deteremos na petrografia dessas rochas. Apenas diremos que podem ser identificados diversos tipos; cinza compacto, branco friavel grosseiro, fino etc, todos caracterizados por extrema riqueza de quartzo ($\pm 90\%$) quase sempre em textura granular suturada.

Grande número de veios de quartzo se associam a estas rochas, tornando por vezes difícil diferenciar uns de outros. A origem sedimentar dos quartzitos só pode ser deduzida pela associação de campo pois ocorrem intercalados nos meta-sedimentos quartzo-feldspáticos aos quais passam de maneira brusca.

C — Rochas pseudo-cornubianíticas

Intercalados nos xistos regionais, jazem alguns leitos de rocha cinza fina e extremamente dura. Ao microscópio revelam-se ricas em micas sendo a biotita de cor pardo avermelhada um tanto diferente das esverdeadas dos outros meta-sedimentos. Quartzo, microclínio e albita, também são abundantes e parte deles ainda se mostram com contornos denunciando claramente sua origem clástica, como nos meta-grauwackes grosseiros. Uma xistosidade pouco pronunciada pode ser verificada ao microscópio. Dificilmente em amostra. Alguns leitos mais claros são bastante mais ricos em muscovita bem como em minerais pesados. Embora preservando parte da estrutura clástica reliquiar, a rocha está inteiramente recristalizada. Este fato, aliado à sua alta compactacidade, composição mineralógica e granulação, poderia levar o investigador a classificá-la como cornubianito. Entretanto a textura íntima de cornubianitos costuma ser bem diferente (11) e além disso (com uma exceção duvidosa) não se verificaram nas vizinhanças destas rochas, qualquer tipo de intrusiva. Não se trata certamente de rocha típica de metamorfismo de contacto.

Poderíamos talvez considerá-la um milonito recristalizado (blastomilonito) embora faltem aqui as texturas características de movimentação tectônica localizada, principalmente a textura fluidal de escorregamento e minerais em lentes e linhas envolvidos por matriz orientada e sinuosa.

Parece-nos mais razoável interpretar tal rocha como um simples meta-sedimento grauwackico ou arkosiano de granulação original mais fina e portanto suscetível de mais drástica e intensa recristalização durante o metamorfismo regional. Daí o grau de compactação incomum que apresenta.

A composição mineralógica de duas amostras de tais rochas é a seguinte;

	%	
	1	2
Quartzo	25	30
Microclínio	12	15
Plagioclásio	10	10
Muscovita	20	—
Biotita	30	35
Apatita	pr.	1
Titanita	1	pr.
Zirconita	1	pr.
Magnetita	?	pr.
Turmalina	1	pr.
Calcita	—	4
Não identificado	pr.	pr.

D — Filitos

Este tipo de rocha é raro na área estudada. Sabemos entretanto que se torna comum mais para o norte. Foi verificado em afloramento relativamente fresco apenas em um corte da via Anhanguera em individualizações pouco espessas intercaladas em meta-arkosios e meta-conglomerado a seixos miúdos.

A rocha tem côr cinza claro, e mostra estrutura xistosa fina com frequentes microdobras. (fotomicrografia n.º 5). Composição mineralógica:

	%
Quartzo	20
Microclínio	pr.
Muscovita	65
Biotita	1
Titanita	pr.
Zirconita	?
Magnetita	4
Turmalina	10

O quartzo é microgranular, associado intimamente à muscovita ou individualizado em lenticulas diminutas. A muscovita entretanto é o constituinte mais abundante, dando por sua orientação morfológica preferencial, o caráter xistoso à rocha. Biotita verde (e não clorita !) está também presente, bem como feldspato potássico, provavelmente detrítico, ambos em quantidades mínimas. Já a turmalina (dicroica; $n_e =$ rosa claro, $n_o =$ verde garrafa escuro) é excepcionalmente abundante, em prismas paralelos à xistosidade da rocha. Este mineral é tão comum que se torna problemático pensar em antigos grãos clásticos recristalizados. A menos que tenha havido perda de outros elementos na rocha, o conteúdo original de B_2O_3 no sedimento teria sido de, no mínimo; 1 %, porcentagem alta demais mesmo para rocha argilosa. É mais lógico pensar-se em uma contribuição magmática por pneumatólise, tendo o boro provindo de câmara magmática distante ou pegmatitos e aplitos próximos.

E — Epidosito

Ocorrência isolada. até agora observada unicamente em um corte da via Anhanguera. Pelo pouco que pudemos observar no afloramento, a rocha deve formar um corpo de mais ou menos 10 m. de espessura com lados paralelos, regulares e contínuos, concordantes com a xistosidade e estratificação das rochas encaixantes (meta-arkosios e meta-conglomerados). A rocha é escura, não mostrando xistosidade evidente. Intemperizada, faz ressaltar fenoblastos idiomórficos retangulares de feldspato caulínizado. Ao microscópio, observou-se a seguinte composição mineralógica.

	%
Quartzo impuro	45
Quartzo puro	4,5
Plagioclasio	5
Biotita	5,5
Epidoto	40
Titanita	pr.
Zirconita	?
Magnetita	0,5

O quartzo se apresenta em dois tipos: (fotomicrografia n.º 10) a) em segregações lenticulares microscópicas, formadas por agregados de cristais límpidos, e: b) em grãos ricos de inclusões (epidoto) e associado à biotita e a epidoto em uma textura fina granoblástica.

A feição mineralógica mais interessante desta rocha é entretanto, a presença de cristais mais ou menos límpidos de albita (An 6%) em fenoblastos de até 3 mm. em sua maior dimensão. Não mostram inclusões outras que não as de alteração normal. Contornos bem idiomórficos a não ser por certas soluções de continuidade devido a fraturas, intromissão de material hidrotermal secundário etc. Quase todos os indivíduos de albita mostram-se geminados segundo leis relativamente raras (fotomicrografia n.º 9). Assim p. ex., é bastante comum o tipo de geminação complexa Manebach-Acline A combinado com Carlsbad, produzindo um raro conjunto de indivíduos associados em quatro setores divididos por faces de composição perpendiculares entre si. Também a raríssima geminação Baveno, associada com Manebach-Acline A foi determinada. Geminação do tipo Periclínio, também comum, sendo a trivial lei da Albita bastante rara e pouco desenvolvida nestes feldspatos.

Como vemos pela composição acima, cerca de 90% da rocha é composta por quartzo e epidoto, cabendo-lhe pois o nome de epidosito (11).

F — Anfibolitos

Ocupam estas rochas uma posição de certa importância na região estudada. Frequentemente encontradas em corpos alongados, de alguns metros de comprimento, e na maioria das vezes em jazimento concordante com a xistosidade regional. Entretanto, na zona abrangida pelo mapa, pudemos determinar, não sem certa imprecisão de contactos, uma pos-

sante massa anfibolítica com mais de 1 km de extensão em sua maior dimensão. Trata-se por certo de uma grande massa de anfibolito em aparente discordância com os quartzitos e xistos a oeste.

Em todas as ocorrências de anfibolitos observamos sempre, embora fraca, uma orientação preferencial de seus elementos bem como uma tendência à diferenciação mineral em camadas paralelas à uma xistosidade incipiente. Dada porém a cor escura uniforme da rocha e textura equigranular grosseira, é muito difícil determinar macroscopicamente no campo a atitude daqueles elementos. Acreditamos que uma análise microtectônica revelará importantes fatos que poderão inclusive determinar a origem real desta rocha tão controversa.

Das amostras colhidas, 1 representa anfibolito intercalado a metagrauwaque na região da pedreira do km 22. 2 é anfibolito encontrado no meio de uma zona de meta-arkorsios. Finalmente 3 provem de blocos encontrados nos afloramentos de meta-conglomerado no contacto imediato (5 metros) com o granito Pirituba.

	%		
	1	2	3
Quartzo	3	8	2,5
Plagioclásio	4,5	85	23
Anfibolio	57	43,5	68
Epidoto	14,5	31,5	1,5
Clorita	7,5	7	—
Biotita	12	—	1,5
Titanita	pr.	pr	3
Magnetita	1,5	1,5	0,5
Apatita	pr	pr	pr

O mineral mais comum nestas rochas é uma hornblenda pálida com pleocroísmo em tons verdes pouco intensos, (fotomicrografias n.ºs 6, 7 e 8). Comumente crivada de inclusões, principalmente de quartzo. Está sempre capeada por outro anfibólio em continuidade óptica e morfológica com o núcleo. Esta zona, apresenta como característico óptico mais frisante um intenso pleocroísmo com X= verde amarelado, Y= verde, Z= azul. Por esta e outras propriedades parece-nos que o anfibolio da capa é de composição actinolítica, ao passo que o do núcleo é uma hornblenda aluminosa pobre de ferro ferrico. Depois do anfibolio, os minerais mais

ral é andesina (An 35%) em 1, albita (An 5%) em 2, labradorita básica (An 68%) em 3. A clorita, uma peninita positiva ópticamente, é um importante elemento em 1 e 2, sendo que em 1 ela se associa intimamente a uma biotita esverdeada. Em 3 também está presente a biotita, em quantidade subordinada, em uma variedade pardo avermelhada provavelmente titanífera. Quartzo em segregações independentes é comum em 2 e apenas como inclusões na hornblenda em 1 e 3. Finalmente a magnetita é acessório comum em 1 e 2 em cristais idióblásticos externamente, mas cheios de inclusões.

Quanto à textura, ainda são visíveis os efeitos cataclásticos produzidos pelo dinamo-metamorfismo sobre 1 e 2 (fotomicrografias 6 e 7) traduzidos pelo quebramento e encurvamento de anfibólios, granulação de plagioclásio e pela aparição de certos minerais de alteração retrometamórfica, que geralmente acompanham tal tipo de metamorfismo; quartzo em agregados, plagioclásio sódico, grande quantidade de clorita, epidoto etc. Já em 3, (fotomicrografia n.º 8) a interpretação mineralógica e textural é outra. Sem dúvida ainda se notam caracteres reliquiais de uma textura cataclástica antiga, mas a nitidês e continuidade dos contornos embora irregulares dos anfibólios, a limpidês do plagioclásio agora básico, a morfologia completamente diferente do epidoto (prismas idióblásticos) e as dimensões e regularidade de contornos da biotita (de natureza química especial, sem dúvida) indicam que um metamorfismo efetuado sob novas condições, levaram a uma reestruturação drástica da rocha 3, muito mais evidente que em 1 e 2. Mineralogicamente notamos aqui todos os atributos que Tilley (27) indentificou em anfibólitos submetidos a metamorfismo de contacto. Os "epidioritos" que aquele autor descreve, antigos sills agora compostos de hornblenda, plagioclásio albitico, zoisita, epidoto e clorita, entram em certos lugares em contacto com intrusões de diorito em Perthshire, sofrendo então, modificações em diversos estágios, os primeiros dos quais se traduzem pelo desenvolvimento de magnetita na hornblenda, recristalização parcial da própria hornblenda e formação local de biotita. Clorita, epidoto e zoisita desaparecem e o feldspato sódico é substituído por uma variedade mais cálcica. Um estágio mais avançado produziria eventualmente piroxênio às custas de biotita e hornblenda, mas este estágio nem sempre é alcançado.

Como vemos os característicos texturais e mineralógicos da rocha 3 são quase uma cópia dos descritos por Tilley, o que nos leva a crer provada uma ação local e termal sobre aquele anfibolito.

3 — Granito Pirituba

O granito tipo Pirituba ou “olho de sapo” atravessa a região como uma língua mais ou menos estreita com direção NE. É sem dúvida uma extensão do batolito da Cantareira.

Petrograficamente apresenta as características já descritas em trabalhos anteriores de diversos autores (20). Na rocha que ocorre em São Roque, demonstramos que a designação correta seria a de adamelito (6) ou granodiorito, conforme a riqueza de plagioclásio (13). Este nunca se apresenta em quantidades muito inferiores a de microclínio que é o feldspato potássico normal em tais rochas. A regra é o equilíbrio entre ambos. A julgar por muitas lamínas que temos examinado de diversos lugares onde ocorre o tipo Pirituba, parece-nos que um granito verdadeiro com proporção entre feldspato potássico: plagioclásio, maior que 2:1, não é representado por nenhum dos “olho de sapo” comuns na Cantareira, São Roque, Mogi das Cruzes, Cotia, Ibiuna, Piedade e por toda a extensão da serra de Paranapiacaba.

Apenas para nos certificarmos de uma evidência já advinhada macroscopicamente, examinamos duas lamínas da rocha que ocorre no contacto com o meta-conglomerado e a 300 m. deste para o interior do batolito. Ambas revelaram a mesma textura e os mesmos minerais em proporções mais ou menos idênticas; microclínio, plagioclásio (An 15%) e quartzo como essenciais em quantidades mais ou menos equivalentes; mais biotita, apatita, titanita e magnetita, todos arranjados na clássica textura hipidiomorfa porfiroide. No contacto com o meta-conglomerado, junto à via Anhanguera, nota-se apenas menor proporção de fenocristais de microclínio, cataclase mais intensa e um certo número de finos veios de turmalina, preenchendo planos de diaclase. Os dois últimos aspectos são aliás normais para o caso geral de contactos deste tipo. Xenólitos (?) são raríssimos e gnaissificação de bordo não é evidente.

4 — Rochas de dique e veios

A — Veios de quartzo

Poucas considerações a tecer sobre tais ocorrências. Formam elas os frequentes veios que na região são encontradas em qualquer formação mais antiga. Aumenta porém sua importância e quantidade, na zona de ocorrência das grandes massas quartzíticas do Jaraguá, por sinal afastadas do batolito granítico. Essa relação favorece a hipótese de ser o quartzo de tais veios, não de origem magmática residual, mas proveniente da própria rocha hospedeira (quartzitos) como produto de processos complexos de dinamo-metamorfismo, diferenciação metamórfica e secreção em fissuras (28)

B — Pegmatitos e Aplitos

Foram estudados apenas os que se encontram cortando o meta-conglomerado. São formados quase exclusivamente por microclínio, quartzo e plagioclásio sódico, muitas vezes intercrescidos em texturas micropegmatíticas, micropertíticas e mirmequíticas. (fotomicrografia n.º 4).

A origem magmática de tais rochas metidas na série meta-sedimentar não pode ser duvidada em razão da maior frequência de ocorrências junto ao contacto com o batolito granítico. Os diques não são normalmente muito espessos, mas são regulares e quase sempre cortam o meta-conglomerado discordantemente em relação à xistosidade da matriz e através de seixos, demonstrando que a injeção se deu em fraturas antigas que cortaram uma rocha bem compacta e já xistosa.

5 — Rochas de idade possivelmente pré-conglomerática

Ao sul do batolito granítico e também a NE no mapa, aflora uma formação xistosa, que por características especiais parece diferenciar-se do resto das rochas metamórficas descritas. Verdade é que não nos foi possível obter na zona estudada, sequer uma amostra de rocha fresca. Todos os afloramentos o são de material intensamente intemperizado, mas parecem dominar as rochas micáceas.

Os dados petrográficos ainda pouco seguros que nos levam a separar tais rochas das meta-sedimentares já descritas, se resumem na xistosidade

geral muito mais pronunciada e empinada, na presença de regulares e finas camadas de côres diferentes paralelas à xistosidade (diferenciação metamórfica mais intensa?) , ausência de qualquer vestígio de seixos ou grãos clásticos macroscópicos e ainda inexistência de rochas mais grosseiras no conjunto (exceção de quartzitos). Intercalações de quartzitos e a natureza altamente micácea das rochas dominantes, parecem indicar que se trata de formação meta-sedimentar cuja posição estratigráfica em relação ao meta-conglomerado sugere idade mais antiga. Todavia, sómente um estudo tectónico pormenorizado poderá confirmar ou não nossas suspeitas.

IV — INTERPRETAÇÃO

1 — Gênese dos meta-sedimentos

Excluídas as intercalações restritas de anfibolitos e talvês, epidiositos, pode-se afirmar que todo o pacote de rochas a noroeste do batolito granítico dentro da área estudada, é formado por antigos sedimentos de origem essencialmente detrítica. A sequência começa com conglomerados, e, passando por todos os termos normais de uma coluna sedimentar, terminaria com calcáreos mais ao norte, não representados em mapa, mas incluídos em uma extensão da secção geológica.

Quanto ao conglomerado, sua situação na sequência estratigráfica, aliadas ao fato dêle ser espesso e extenso, e ainda formado por mistura de seixos litologicamente diferentes, bastante arredondados, apontam para uma única conclusão lógica; trata-se de conglomerado basal de formação.

Uma vasta área adjacente, formada por terrenos petrograficamente variados, sofreu sem dúvida um longo período de erosão. Nesta área seriam comuns os granitos que forneceram a maior parte dos seixos para o conglomerado em questão. Entretanto uma série sedimentar mais antiga deve ser inferida, visto que numerosos seixos quartzíticos (e provavelmente para-gnaisses) estão também incluídos na mesma rocha. Micaxistos e outras rochas pouco resistentes e de existência presumível, teriam sido desagregadas durante o transporte, contribuindo apenas para as frações mais finas do conglomerado.

O sedimento rudáceo foi evidentemente transportado e depositado em ambiente aquoso como revela o grau e tipo de rolamento dos seixos.

Quanto ao facies tudo indica ter sido êle marinho. A sequência litológica normal de geo-sinclinal (26) e a existência de extensas camadas calcáreas no topo, o confirmam. A falta de continuidade nos afloramentos atuais parece mostrar que os sedimentos mais grosseiros formavam depósitos litorâneos de praia.

Os sedimentos arenosos que se seguiram ao conglomerado, em sua maioria, eram ricos em feldspatos e quartzo como areia, indicando os primeiros processos de desagregação mecânica bastante intensos à época da erosão. Entretanto, também agia em certo grau o intemperismo químico pois um teor bastante alto de uma fração argilosa original se pode deduzir da grande quantidade de micas recristalizadas. A maior parte destes psamitos produziram os atuais meta-arkosios. Entretanto, em pelo menos um horizonte, observou-se a prática inexistência de feldspato potássico (pg 19) e riqueza por outro lado de plagioclásio detrítico e mais biotita na massa intersticial. É a rocha que denominamos meta- grauwacke. Parece-nos que em algum estágio da denudação da área antiga, afloravam em profusão rochas básicas ricas em plagioclásio e elementos fêmicos. Os mesmos argumentos que expusemos para sugerir o ambiente de deposição do conglomerado, poderiam ser propostos para estes psamitos. Aqui entretanto, os grãos da fração correspondente à areia são bastante arredondados ao passo que no conglomerado são angulosos, indicando com isso maiores distâncias de transporte para os arkosios e grauwackes.

Outros tipos de rocha de natureza possivelmente psamítica no pacote, são os epidositos e os quartzitos. Quanto aos primeiros, serão analisados adiante. Já os quartzitos puros do tipo que aflora com tamanha possança na região do pico do Jaraguá, apresentam outros problemas quanto à origem. Eles estão intercalados possivelmente como lentes em uma região dominada inteiramente por xistos quartzo-feldspáticos, antigos psamitos semipelíticos, revelando pois, grau de seleção pobre. Nestes o conteúdo de quartzo (tabela pg 19) nunca vai além de 50%. Entretanto, bruscamente estes sedimentos passam a arenitos formados quase exclusivamente por quartzo. Difícil admitir uma mudança brusca nas condições de sedimentação, principalmente quando se sabe que estes quartzitos formam lentes e superiormente voltariam a reinar, portanto, as mesmas condições favoráveis à deposição de sedimentos arenosos mineralogicamente heterogêneos e pouco selecionados.

Algumas explicações poderiam ser aqui sugeridas. O sedimento inicial teria se depositado normalmente, mas, sujeito a longos períodos de paralização do processo sedimentar em certas áreas, teria se intemperizado, mais intensamente, resultando disso a alteração e lixiviação quase completa dos elementos dos minerais menos resistentes como feldspatos e minerais fêmicos, com concomitante lavagem e expulsão das argilas. O produto final seria então uma rocha altamente concentrada em quartzo. Reencetada a sedimentação normal, o arenito agora purificado, ficaria recoberto por outros sedimentos e assumiria finalmente a forma de lentes que se observa para os atuais quartzitos.

É possível também que, para a sedimentação, segundo outra hipótese, de arenitos tão puros, haja contribuído o fato que estarem sendo denuddadas àquela época áreas prevalentemente quartzíticas. Que estas existiam, os seixos no conglomerado o provam.

Quanto aos filitos, pouco há a dizer. São realmente antigos sedimentos finos argilo-silticos mostrando gradação para os meta-sedimentos mais grosseiros vizinhos. Frisamos este ponto porque sabe-se que rochas semelhantes (filonitos), podem ser geradas por metamorfismo regressivo de rochas diversas (28). Na região estudadas nem a mineralogia, nem a textura e nem a posição geológica de tais rochas permitem admitir aquela hipótese.

2 — Gênese do epidosito

A origem desta rocha à luz dos dados petrográficos obtidos permanece controvertível. Diversas possibilidades poderiam ser encaradas: a) veio hidrotermal; a associação mineral quartzo-epidoto é bastante comum em rochas deste tipo, mas o tipo de jazimento e caracteres gerais macro e microscópicos excluem-na.

b) rocha básica do tipo efusivo ou hipabissal retrometamorfizada. Como argumentos favoráveis citariamos a textura que poderia ser interpretada como blastoporfirítica e ainda, o caráter da geminação nos feldspatos. Sobre o último item releva notar que tipos de geminação complicados são favorecidos por ambiente de formação ígneo (28), sendo alguns tipos dos que foram encontrados (pg 24) característicos de labradorita ou plagioclásios vizinhos (Manebach-Acline A, fotomicrografia n.º 9) Se os cristais geminados se formaram em rocha ígnea e são agora encon-

trados em rocha reconhecidamente metamórfica, então teremos que admitir que foram preservados palimpsésticamente através do metamorfismo, embora a labradorita se tenha albitizado.

Como argumento contrário a esta hipótese, vale citar aqui certos característicos químicos deduzíveis das proporções mineralógicas (pg 24) Assim p. ex., Na_2O , MgO e FeO devem se apresentar com valores muito reduzidos e SiO_2 e CaO com porcentagens demasiadamente altas para uma rocha basáltica do tipo normal. Uma rocha metamórfica derivada de uma tal rocha deveria assim, apresentar muito maior quantidade de biotita (clorita ou anfibólio) e albita. Poderíamos por outro lado admitir que a rocha basáltica original houvesse sofrido milonitização intensa, lixiviação, metassomatose e recristalização (25). Mas os caracteres texturais e ainda os químicos não favorecem tal suposição. P ex.; de onde proviria o Ca se não existem calcários ou quaisquer outras rochas cálcicas nas vizinhanças? Si não se trata de ganho de Ca mas sim perda de outros elementos, porque haveria perda de Na de preferência a Ca, quando se sabe que aquele é muito mais estável que este em condições de metassomatose?

c) sedimento areno-argilo-calcáreo. Harker (11) em rochas semelhantes na serie Moine admite tal origem. Mas colocamo-nos outra vê defrontados com o problema da aparição da intrincada geminação dos fenoblastos de albita. Sem dúvida alguma tais cristais não são de origem detrítica e se a rocha foi sedimentar, ela terá então sofrido um metamorfismo normal progressivo como aconteceu com as rochas associadas. Vale dizer que os fenoblastos cresceram em um meio sólido ocupando espaço não preenchido por eles anteriormente. Assim, tais albitas seriam novas, tanto química como morfológicamente, e os tipos de geminação teriam aparecido durante e não antes do metamorfismo. Sendo albitas metamórficas e novas, suas geminações não deveriam ser complicadas, conforme regra reconhecida ultimamente.

Pelo que foi exposto, é difícil opinar por qualquer modo de origem de epidófitos deste tipo. Dificuldades do mesmo porte encontrou Seit-saari ao analisar rochas semelhantes (helsinkitos) na Filandia. Para estas ele admite em parte milonitização e metassomatose em ambiente metamórfico de grau localmente abaixado (25)

3 — Gênese dos anfibolitos

Morais Rego (21) estudando a região em apreço observou também a ocorrência de anfibolitos, cuja origem atribue à transformação de calcários por efeito termal de contacto com granito. Acrescenta que “as faixas calcárias ao longo de sua direção podem ser substituídas por grande manchas dessas rochas, rochas verdes”

Conseguimos localizar um certo número de afloramentos de anfibolito. A nenhum deles se associam calcários, rocha aliás, ausente por completo na região estudada. Mais ao norte, em Caieiras, possivelmente ocorram juntas as duas rochas, mas acreditamos que se trate de mera associação fortuita, sem que se possa estabelecer qualquer correlação genética.

As condições de jazimento discordante da grande massa anfibolítica a nordeste em nosso mapa, a ausência de endomorfismo no granito em contacto, a ocorrência de anfibolitos dentro de metaconglomerado (um horizonte onde dificilmente ocorreriam calcários), e mais os caracteres texturais e químicos daquelas rochas, obrigam-nos a afastar definitivamente a hipótese de origem sedimentar para os anfibolitos. Mineralogicamente também, é estranho que não tenhamos podido diagnosticar sequer um grão de calcita nas varias secções delgadas de anfibolito que estudamos.

Assim, levando-se em consideração alguns vagos indícios de textura blastofítica na rocha, (fotomicrografia n.º 6) e o quadro geral mineralógico, químico e principalmente geológico, somos de opinião que os atuais anfibolitos representam antigos sills, diques ou stocks de rochas básicas intrusivas na serie meta-sedimentar. À conclusões análogas também chegou Djalma Guimarães ao estudar os anfibolitos que ocorrem no norte do estado de Minas Gerais.

4 — Metarmorfismo

A — Regional

Todo o pacote meta-sedimentar ao norte do batolito granítico foi, como revelam a estrutura e mineralogia de suas rochas, metamorfisado dinamo-termalmente em escala regional. O exame microscópico de meta-

sedimento pelítico ou psamítico, revelou unanimemente, ausência de clorita como mineral metamórfico. Desde o meta-conglomerado (seixos e matriz) até o filito, o mineral micáceo fêmico existente é sempre biotita. Pode-se afirmar que, nesta área, os estágios iniciais de metamorfismo foram ultrapassados e estaríamos então dentro da zona da biotita. Apenas certos anfibolitos fazem exceção à regra, apresentando razoável quantidade de clorita. Contudo, os anfibolitos devem ser encarados sob outros pontos de vista, mesmo porque a clorita aqui, é retrograda a partir dos fêmiccs originais da rocha. Esta é deficiente em K_2O . Não haveria portanto um estágio intermediário pela biotita e a clorita torna-se-ia estável dentro da zona da biotita. Nota-se realmente um certo desequilíbrio metamórfico no quadro mineralógico atual de tais rochas, pois a associação; plagioclásio (An5% a An35%) epidoto-anfibolio aluminoso, típica de facies mais altas, está presente. Entretanto a tendência à estabilização final dentro do facies estabelecido pelos xistos quartzo-feldspáticos, é evidente pelas alterações que se observam microscopicamente; hornblenda pálida passando a actinolita e desenvolvimento de certa quantidade de clorita.

Um dos anfibolitos examinados (n.o 1) mostrava maior quantidade de biotita esverdeada em vias de substituição por clorita. A rocha conteria pois, contrariamente ao esperado, apreciável quantidade de K_2O . Não sabemos com certeza a que atribuir tal fato. Todavia, a rocha foi colhida exatamente dentro de meta-grauwackes ricos em biotita (rocha 1, pg. 19) Desde que não acreditamos possível uma origem sedimentar para os anfibolitos estudados, é provável que o magma básico tenha assimilado certa quantidade de substâncias alumino-potássicas dos sedimentos encaixantes, as quais, produziram biotita durante a consolidação do magma, biotita esta que perdurou durante os estágios iniciais de metamorfose.

O exame microscópico mostrou que nos antigos psamitos semi-pelíticos que produziram os xistos quartzo-feldspáticos, as formas originais nos grãos clásticos de quartzo e feldspato, ainda se conservam embora algo deformadas e recristalizados os minerais. Por outro lado, a argila intersticial se reconstituiu totalmente em muscovita n.o 3, pg 19), muscovita ferrifera (n.o 4, pg 19) e muscovita mais biotita (n.o 1 e 2, pg 19; no. 1 e 2, pg 22). Outros minerais como o quartzo e microclínio, aquele

recristalizado e mobilizado, e este, simplesmente recristalizado, se incorporam ao quadro mineralógico e textura, que definirão o facies.

Em resumo, a região estudada está certamente enquadrada dentro da zona da biotida de Tilley, comparavel ao facies de "xistos verdes" de Eskola. O sub-facies biotita-clorita de Turner, é a sub-divisão que cabe. Equivale a dizer que a região considerada foi submetida a um metamorfismo regional de temperatura moderada a baixa.

B — Metamorfismo local

Certas modificações importantes se operam nas rochas junto aos contactos com o granito Pirituba. Examinamos particularmente a matriz do conglomerado e anfibolitos.

A matriz xistosa do conglomerado pode ser equiparada aos xistos quartzo-feldspáticos que lhe são superiores. Entretanto, uma textura inteiramente nova aparece nos leitos mais micáceos do conglomerado (fotomicrografia, 1). A descrição de tal rocha acha-se à pg 16. Ressaltamos aqui, a aparição de microclínio, não clástico nem simplesmente recristalizado, mas sim, neo-cristalizado a partir da muscovita, um fato que na região só foi observado naquelas ocorrências de contacto.

Por outro lado, a textura e mineralogia do anfibolito junto ao mesmo contacto é também inteiramente nova, como foi descrita à pg 26.

Todas as particularidades nestas duas rochas fazem-nos acreditar que um novo tipo de metamorfismo agiu sobre elas; o metamorfismo de contacto, local ou termal, que prova ter o granito Pirituba feito contacto a quente com conglomerados e anfibolitos, sendo-lhes por isso posterior.

A aureola de ação deste granito é bastante restrita, limitando-se aos contactos imediatos. Não ser que se inclua a biotitização dos xistos regionais e turmalinização dos filitos longínquos, dentro dos processos atribuíveis à ação termal de intrusivas. Acreditamos ser isto possível para o caso da turmalinização pois se trata de um processo que envolve pneumatólise, e os gases altamente penetrantes podem, como se sabe, agir bastante longe da fonte de onde se evoluíram. Este não seria o caso para biotitização. Todavia, embora problemática, é possível que tenha havido uma aceleração da reação; muscovita+clorita=biotita, devido ao calor gerado pelo magma granítico distante sobre os xistos encaixantes.

Não verificamos nas rochas de contacto, minerais ou associações críticas para definir sub-facies, mas certamente um facies bem mais alto que o determinado para os xistos regionais foi aqui rapidamente atingido. O início de formação do microclínio no conglomerado, e principalmente o alto teor de anortita no plagioclásio do anfibolito, mostram que aquelas rochas penetraram no facies anfibolítico de Eskola (sub-facies de contacto cordierita-antofilita de Turner), começando a transição para um facies mais alto. Vale dizer que foram atingidas temperaturas moderadas de metamorfismo de contacto.

5 — Tectônica

Embora provisoria e tentativamente, fizemos representar em mapa, alguns dados tectônicos que nos parecem relevantes no estudo interpretativo da estrutura do conjunto.

Chamamos primeiramente a atenção para a orientação da xistosidade ao norte do batolito. Numa avaliação grosseira diríamos que, salvo numa faixa de mais ou menos 1 km de largura junto ao batolito (onde a orientação é variada) no restante do pacote meta-sedimentar, a orientação não foge muito a EW. Esclarecemos que o que determinamos como xistosidade é o que alguns autores americanos e ingleses chamam "foliation" e especialmente "flow cleavage", isto é, a xistosidade devida à orientação morfológica de minerais alongados ou placoides. Dizem muitos autores que em regiões orogênicas como a estudada, a xistosidade é paralela ao plano axial de dobras, e portanto, dificilmente coincide com o acamamento (22) Procuramos esclarecer este ponto. Embora em afloramentos de rocha alterada, nas ocorrências limitadas parcialmente por linha dupla, (ver mapa), pudemos verificar claramente que ambas coincidem pois a superfície separando leitões de conglomerado e xisto, é paralela à xistosidade em ambos. Já que no mapeamento, bôa dose de interpretação subjetiva é exigida, generalizamos tentativamente o conceito; xistosidade = acamamento, para toda a região. Mesmo porque há autores (5) que admitem esta possibilidade até para a região das charneiras de dobras.

Alinhando os afloramentos conhecidos de meta-conglomerado e orientando-os de acôrdo com sua xistosidade, construímos provisoriamente sôbre o mapa uma estrutura em dobra isoclinal de eixo aproxi-

madamente vertical. Os limites com pontos de interrogação indicam esta situação. Infelizmente a região crítica está totalmente recoberta por floresta e não poderíamos portanto confirmar no campo a interpretação que demos, através do estudo de afloramentos visíveis.

Além da hipótese acima, guiou-nos no traçado sugerido em pontilhado, o fato de não existirem afloramentos de meta-conglomerado na região de Taipas, e de estar a camada conglomerática extremamente espessada (mais ou menos 1 km) na região que nos parece charneira de dobra. Além disso, nesta mesma região, os seixos se alongam numa direção empinada próxima à de mergulho da camada. O mesmo acontece com a lineação da matriz (super-lineação, de Fairbairn?). Se admitirmos com muitos autores, (5, 9, 28), que estas direções devam fornecer-nos o eixo de dobra dominante na região, então estará comprovada a configuração (em pontos de interrogação) que demos às estruturas dos meta-sedimentos.

O contacto; encaixantes-granito, foi observado com grande precisão na parte sul do mapa. Verifica-se que o granito discorda claramente da xistosidade, e portanto, da estratificação das encaixantes. A nordeste não foi feita uma averiguação exata de contactos, mas não há dúvida de que, uma grande massa de anfibolito, provavelmente um antigo stock de rocha básica introduziu-se também discordantemente entre os xistos e quartzitos regionais. Acreditamos existir uma falha de rejeito desconhecido no seu contacto NE, pois as rochas para o norte são os xistos que presumimos de uma formação mais antiga que as do sul. Além disso, nota-se uma forte quebra na linha de contacto do granito, ao atingir o anfibolito. O que poderia assim parecer uma feição intrusiva do anfibolito, deve ser interpretado como de falha.

Um aspecto tectônico que nos chamou especialmente a atenção, foi a brusca mudança de mergulhos e orientação da xistosidade dos meta-sedimentos depois de percorrido certo trecho da auto-estrada que leva ao pico do Jaraguá. Se relacionarmos tal fato com igual fenómeno observado a sudoeste, perto da via Anhanguerra, e mais, com o aparecimento de quartzitos do tipo do morro do Jaraguá, ao sul e muito abaixo (300 m.) dos que afloram no pico, concluiremos por uma extensa falha como a desenhada no mapa, em sentido NE-SW, tendo o bloco sul se abaixado e afastado para sudoeste em relação ao do norte. Esta linha aliás, coincide tanto com o alinhamento dos picos principais da região, como com

a direção da escarpa ingreme na face sudeste daquele morro. Também, uma série de planos milonitizados, não representadas em mapa, a maioria com direção NE, foi verificada ao longo daquela estrada. A própria escarpa atual do Jaraguá, deve ser o espelho de uma falha naquela direção, de rejeito vertical, (descendo o bloco sul). Não nos parece que aquela escarpa de direção NE tenha sido produzida, por simples erosão diferencial (1), sabendo-se que os corpos quartzíticos se alongam no sentido EW. Acreditamos que se trata de uma antiga falha rejuvenescida. A erosão diferencial naturalmente sobreveio posteriormente, mas apenas para acentuar os picos de quartzito mais resistente.

Em suma, um sistema de planos de fraqueza desenvolveu-se a ângulo forte da xistosidade nos metasedimentos regionais. Alguns deles evoluíram para produzir falhas e planos milonitizados. Possivelmente o magma granítico tenha aproveitado uma destas direções de fraqueza para se introduzir, separar e falhar os blocos ao sul e ao norte. É a explicação que acreditamos mais viável para a discrepância litológica que se observa nos dois lados do batolito.

6 — Sequência de eventos e correlações

Embora os argumentos ainda não sejam decisivos, e até que um mapeamento geológico e tectônico extensivo seja efetuado, identificaremos precariamente os xistos que afloram a NE e SE, como as rochas mais velhas da região mapeada. Deveriam eles formar, juntamente com quartzitos intercalados (e gnaisses?), uma série originalmente sedimentar. Não é improvável que esta série seja a mesma que se acha metamorfizada em ambiente de cata-zona por toda a região da serra do Mar. É evidente que ela foi injetada por granitos e sofreu energicos processos de dobramento orogénico. Após esse primeiro diastrofismo, que metamorfozou regionalmente toda a região, sobreveio um período erosivo e concomitante sedimentação em partes rebaixadas. Estas sem dúvida formavam uma bacia que o mar invadiu em tempos pre-algonquianos (23) Foi então formada a sinclinal com sedimentos que começaram com conglomerado basal e terminado com calcáreos, formando-se assim o pacote de rochas nitidamente sedimentares da região estudada.

Todo o conjunto foi então submetido a novo período diastrófico, ao final do qual ocorreram intrusões de grandes massas magmáticas que

produziram o tipo de granito porfiróide característico das serras de Cantareira e Paranapiacaba.

A característica predominantemente sedimentar dos xistos descritos a noroeste do batolito, o grau moderado de metamorfismo regional a que se submeteram, a atitude e orientação de suas camadas, a associação íntima com o granito porfiróide, e a situação geográfica atual, parece mostrar a identidade destas rochas com as da série Açunguí.

Teríamos então, entre São Paulo e Jundiá, uma secção estratigraficamente completa desta discutida série. Poder-se-ia argumentar que o pacote estudado não seja mais que uma formação superior à série Açunguí, a qual estaria então representada pelo que denominamos xistos "pré-conglomeráticos" a NE e SE do mapa. Neste caso, a formação mais moderna aqui descrita seria possivelmente comparável em idade à formação Ribeira descrita ao sul do Estado (16). Quanto aos conglomerados desta última formação, Barbosa (2), acredita que sejam "antes sedimentos orogênicos originários de fases erosivas posteriores à primeira fase de dobramento e metamorfismo da série". Constituiriam então o tipo de sedimento grosseiro comum em geosinclinais instáveis, conhecido como "molasse" pelos geólogos alpinos e que se teriam depositado em partes rebaixadas das cadeias, durante e depois da principal elevação orogênica do conjunto.

Embora já tenhamos salientado certos pontos de contacto entre os conglomerados de Ribeira e os de São Paulo (pg 18), devemos entretanto evidenciar mais uma vez o fato de que os conglomerados estudados dão lugar mais ao norte a sedimentos clásticos mais fins que por sua vez passam a argilas (agora filitos) e finalmente a calcários. Nestas condições, os conglomerados de São Paulo não mais se ajustariam ao conceito de simples "molasse" mas mostram com maior verossimilhança o seu caráter de depósito basal de formação mais ampla e perfeitamente individualizada.

Em vista do exposto não há que fugir à conclusão de que os conglomerados descritos formam a base da própria série Açunguí. Neste caso os sedimentos supostamente pré-conglomeráticos, deveriam ser incluídos em uma série mais antiga (arqueana?). Todavia, até que estudo mais minucioso prove que de fato tais rochas não fazem parte da mesma série Açunguí (tectonicamente modificada) nos contentaremos em apenas apontar o problema sem tentar resolvê-lo.

Concluindo, diremos que as rochas que dominam na Serra do Mar devem se distinguir das da série Açunguí, não sendo possível estabelecer entre os dois conjuntos qualquer continuidade no tempo e espaço. Prova-o o espesso conglomerado, evidencia cabal de um longo período de erosão.

As rochas da série Açunguí em São Paulo foram afetadas por pelo menos um período, e as mais antigas (da Serra do Mar) por pelo menos dois períodos de diastrofismo e metamorfismo (o último dos quais abrangendo também a série Açunguí)

A posição e caráter dos anfibolitos na série Açunguí ainda permanece duvidosa, mas foram eles sem dúvida atingidos pelo último metamorfismo que cristificou os sedimentos da série e são também anteriores ao granito Pirituba. Possivelmente formavam derrames, sills e diques diabásicos.

Após o diastrofismo que fechou o ciclo de sedimentação e levantou a série Açunguí, foi esta erodida. Paleozoico e mesozoico foram percorridos. Na região estudada não se encontra qualquer vestígio geológico atribuível àquelas eras. Sómente no quarternario antigo (?) sedimentaram-se as argilas e areias da bacia de São Paulo, que, parcialmente, deixaram muitos restos (não mapeados na região estudada) que jazem fazendo contactos angularmente discordantes com xistos antigos e granitos.

Finalmente o quaternário recente com sedimentos depositados nas baixadas marginais dos rios que cortam a região, fecha a historia geologica da area estudada.

Poderíamos assim, construir a seguinte escala de eventos geologicos:

Quaternário recente. .Sedimentação. Sedimentos de varzeas.

Erosão

Quaternário antigo.

.Sedimentação.

{ Sedimentos da bacia
de São Paulo.

Mesozoico.

.Falta na região

Paleozoico.

.Falta na região

Erosão

Diastrofismo orogenético

{ Intrusão de granitos
Metamorfismo regional

Proterozoico.

{ Magmatismo: Intrusões e derrames (?)
básicos (anfíbolitos)
Sedimentação: sedimentos da serie Açunguí
calcários (calcários metamórficos)
argilas (filitos)
arenitos (quartzitos)
arcosios (meta-arkosios)
graywackes (meta-graywackes)
conglomerado (metaconglomerado)

Erosão

Diastrofismo orogenético

{ Intrusão de granitos
Metamorfismo regional

Arqueozoico.

{ Sedimentação. Sedimentos diversos
do complexo da Serra do
Mar, agora representados
por gneisses e quartzitos
no conglomerado basal
da série Açunguí

SUMMARY

On March, 1953, some recently uncovered boulders of meta conglomerate were found between km. 17 and 18 of the "via Anhanguera", a modern highway linking the cities of São Paulo and Campinas, in the State of São Paulo, Brazil. The purpose of the present work is to determine the main petrographic, petrologic and geological features of this uncommon rock, as well as to correlate it to the rocks with which the former is associated.

Besides the meta-conglomerate, the following rocks of sedimentary origin are included in the same stratigraphic column: quartz-feldspathic schists (metaarkose and metagraywacke), quartzite, phyllite and limestone, the last two rocks predominating on the northern area just beyond the map. To the south, porphyritic granites are found in contact with the meta-conglomerate. Amphibolites and an epidosite layer were also found interbedded in the metasedimentary rocks. To the northeast and southeast, badly weathered schists were located, but their stratigraphic position remains obscure.

The above-mentioned metasediments are included in a series presumed to be algonkian, known in the States of São Paulo and Paraná as the Açungui series.

Metaconglomerate

The metaconglomerate occurs as fresh outcrops only at the contacts with the granite. It is normally a rock rich in pebbles and cobbles, but boulders measuring up to 50 cm in diameter were found. However, a maximum size of 20 cm for the cobbles is the rule. The tectonism which affected the rock, deformed the pebbles and cobbles to some extent, but the original roundness is still manifest.

On the region where metaarkose outcrops predominate, one can notice bedded layers of either minute (up to 1 cm) pebble-rich conglomeratic rock, or cobble-bearing metaarkoses with sparsely distributed cobbles.

In outcrops close to the granite contacts, the conglomerate shows a coarse to fine-grained matrix, which displays a strong schistosity, dipping steeply to the north.

Pebbles and cobbles are, with few exceptions, made up of granite, gneiss and quartzite. Their shape is generally elongated, with the longest and intermediate axes in the plane of schistosity. Granite pebbles have as a rule an axial ratio of 1:2 (ratio of the shortest to the longest axis) which is a very different relation from that observed among quartzite pebbles, which is around 1:5. In the latter pebbles the intermediate axis approaches the shortest one in size, so that spindle-shaped pebbles result.

The longest axes of the pebbles of this metaconglomerate are approximately parallel to one another and also concordant with a strong lineation exhibited by the matrix. The linear structure of this rock almost parallels the direction of the dip of the schistosity.

Under the microscope, the granitic pebbles show strong mylonitization. They represent old microcline granites and gneisses. Pebbles of the intrusive granite which contacts the meta-conglomerate are not found.

The quartzitic pebbles generally present a conspicuous elongation which can be partly original, although probably accentuated by tectonic action. Under the microscope the rock can be seen completely recrystallized, hiding any cataclastic effect which has undoubtedly affected it.

Some other types of pebbles are recognizable such as: epidosite, quartz and feldspar. Mica schist pebbles can be suspected but they have not been found yet.

The conglomerate matrix shows different aspects, two extreme types being described: one is coarse-grained, weakly schistose and is composed by angular fragments of quartz and feldspar; the other is fine-grained, highly schistose, mica-rich, entirely recrystallized and makes up differentiated streaks in the coarse matrix.

Petrographic comparison was carried out between the conglomerate studied here and those described in the Brazilian geological literature. The most similar type is reported to exist in the south of the State of São Paulo, in the so-called "Ribeira" formation.

Other metamorphic rocks

Quartz-feldspathic schists, mainly metaarkose and metagraywacke are associated with conglomeratic layers and intercalated by amphibolites. The texture in these schists is always blastoplastic, composed by ellipsoidal quartz and feldspar grains. These are recrystallized and somewhat deformed, but the original clastic features can still be detected.

Quartzite outcrops are present in large masses in the region of the Jaragua peak. This quartzite is extremely rich in quartz and display a sutured granular texture.

Some "pseudocornubianitic" rocks are described which occur as intercalations in the quartz-feldspathic schists. They are fine-grained, hard, compact rocks showing the same mineral components and texture of a true metagraywackic, silty metasediment, though the macroscopic sample would rather suggest either a hornfels or a mylonite.

Phyllites are seldom seen on the mapped region, but they can be found in layers a few meters thick, interbedded with metaarkose. They present a good deal of tourmaline believed to have originated by pneumatolytic processes.

A type of epidositic rock was found in concordant contact with metaarkose in only one outcrop. This rock shows microscopically the interesting feature of albite phenoblasts displaying complicated types of twinning.

Amphibolites are relatively common rocks in the area. They occur as elongated bodies, generally concordant with the schistosity of the enclosing rocks. Nevertheless, a large amphibolite mass was mapped in apparent discordance with the regional structure. Under the microscope, amphibolites normally are shown affected by dynamic metamorphism, but a sample from an outcrop at the very contact with granite shows microscopical evidences of a superimposed thermal metamorphism.

Pirituba granite

The mode of occurrence of this porphyritic granite is interpreted as a southwestern extension to the Cantareira batholith. Its petrographic characteristics have already been described by several authors. Except for fewer phenocrysts, more intense cataclase and tourmaliniferous venulation, the border granite, next to the contact with the metaconglomerates, does not differ from any other sample collected elsewhere in the batholith.

Veins and dike rocks

Quartz veins are scattered throughout the area but they get specially frequent on the Jaraguá quartzitic region. Such veins probably owe their origin to complex processes of dynamic metamorphism, metamorphic differentiation and fissure secretion.

Slender pegmatite and aplite dikes are found cutting through pebbles and matrix foliation in the conglomerate near the granite. Those rocks are composed by quartz, microcline and acid plagioclase often intergrown in microperthitic, myrmekitic and micropegmatitic textures.

Rocks of pre-conglomeratic age

South of the batholith and also northeast in the studied area, there are exposures of a formation which can be petrographically defined as a micaschist, although some interbedded thin quartzitic banks were also seen. Such a formation differs from the postconglomeratic schists by presenting no recognizable clastic structures, stronger schistosity and lit-par-lit metamorphic differentiation.

Interpretation

The stratigraphic position, thickness and extent of the conglomerate, quality and degree of pebble rounding, etc. indicate that the conglomeratic sediment was laid down in an aqueous environment, and now makes up the basal portion of the thick marine metasedimentary formation. The nature of the pebbles show that the neighbouring area which underwent erosion was at least in part granitic. Also, an earlier sedimentary series is implied by the presence of quartzitic pebbles in the conglomerate. Micaschist and other less coherent rocks, if present, were presumably disintegrated during erosion and transport, and now can only be represented by microscopic grains in the matrix of the conglomerate.

Arenaceous sediments, chiefly arkoses and graywackes, prevailed in the sequence following the deposition of the basal conglomerate. The feldspar richness in these sediments indicates mechanical desintegration rather than chemical decomposition at the time when the earlier rocks were eroded. A good deal of basic rock exposed on the ancient area is implied by the formation of graywackes.

The arenaceous metasediments show much better rounded sand grains than those in the conglomerate matrix. This fact favours the belief of a longer distance of transport for the arkose and graywacke-forming sediments.

The purer quartzites could probably be explained by two alternative hypotheses: either their material resulted from prolonged or intensified chemical weathering of sediments from areas in which sedimentation processes had been suspended, or the feeding areas in erosion were at some time predominantly quartzitic.

Phyllites represent clayey and silty sediments deposited at greater distance from the continent.

Epidosite genesis

This rock would probably represent an old metamorphosed basic rock. The "blastoporphyratic" texture as well as the complicated twinning types in albite, point to this conclusion. However, some arguments inferred from the theoretic chemical composition would partially invalidate such a hypothesis, unless we admit complex processes involving mylonitization and metasomatism, and therefore, complete reorganization of the rock. We can also admit a sedimentogenous derivation for the epidosite, provided a suitable original composition was available.

Amphibolite genesis

The sedimentary derivation alleged by some authors for the studied amphibolites is discarded. The discordant mode of occurrence of some bodies and the petrographic data, indicate that they have derived from basic igneous rocks.

Metamorphism

The sedimentary rocks north of the batholith were subjected to the initial stages of dynamothermal metamorphism. The original quartz and feldspar clastic grains still remain in the metapsammites, yet, all the interstitial clay is now recrystallized into muscovite and biotite.

One can conclude from the study of the metasediments that the area fits the biotite-zone (Tilley) and the biotite-chlorite sub-facies (Turner).

As to the amphibolites, they exhibit some degree of metamorphic instability, since the present assemblage of plagioclase. (An_5 to An_{35} %) epidote and aluminous amphibole is characteristic of higher facies. However, a tendency for the ultimate stabilization into the above established facies is shown by some microscopical evidences, v.i.; hornblende altering into actinolite and the development of chlorite.

Next to the contact with the granite, the fine-grained conglomerate matrix is modified by the appearance of neo-crystallized feldspar formed at the expense of the muscovite. Amphibolite, in turn, when in contact with granite, also shows important textural and mineralogical modifications that can only be ascribed to thermal metamorphism. Therefore, it is concluded that the porphyritic granite is younger than the metasediments and amphibolites.

The contact aureole is never broader than 10 to 50 meters. The only far-reaching action which could be doubtfully attributed to the granitic magma would be the tourmalinization of phylites and the acceleration of the reaction leading to the development of biotite in the country rocks.

Tectonics

The general trend of schistosity is east-west. It approximately corresponds to bedding in the metasediments, at least in places where favorable conditions allowed direct observation. Provisionally, an isoclinal fold structure with nearly vertical axis was drawn on the map. The lines with question marks indicate this structure.

A system of faults, mostly NE-SW was also noticed. It is believed that the south scarp of the Jaraguá peak was formed by faulting and not by simple differential erosion.

Sequence of events

A pre-conglomeratic sedimentary series is inferred. It is probable that it is now represented by quartzites and gneisses from the Serra do Mar complex. The schists which outcrop NE and SE in the map may possibly be referred to this series. These rocks were subjected to orogenic diastrophism and regional metamorphism followed by erosion and geosyncline sedimentation during the proterozoic era. The latter sedimentation began with the deposition of conglomerate and ended with limestones. These rocks were then newly submitted to diastrophic orogeny, regional metamorphism and granite intrusions which led to the development of the Açunguá series as it can now be seen. Therefore, the conglomerate, makes up the basis of such a series. It is believed that it could represent neither "molasse" sediments nor the basis of any younger formation.

The Açunguá rocks were affected by at least one orogenic diastrophism while the earlier series (Serra do Mar crystalline complex) were subjected to more.

The amphibolites possibly are metamorphic representatives of old diabasic sills and dikes. They were doubtless affected by the last recorded metamorphism.

The Paleozoic and Mesozoic eras left no sedimentary remains on the region.

During the pleistocene period (?), clays and sand were deposited on the so-called São Paulo basin, and then, partially eroded. Some occurrences are still preserved on the mapped region. Their discordant mode of occurrence is illustrated in the geologic section.

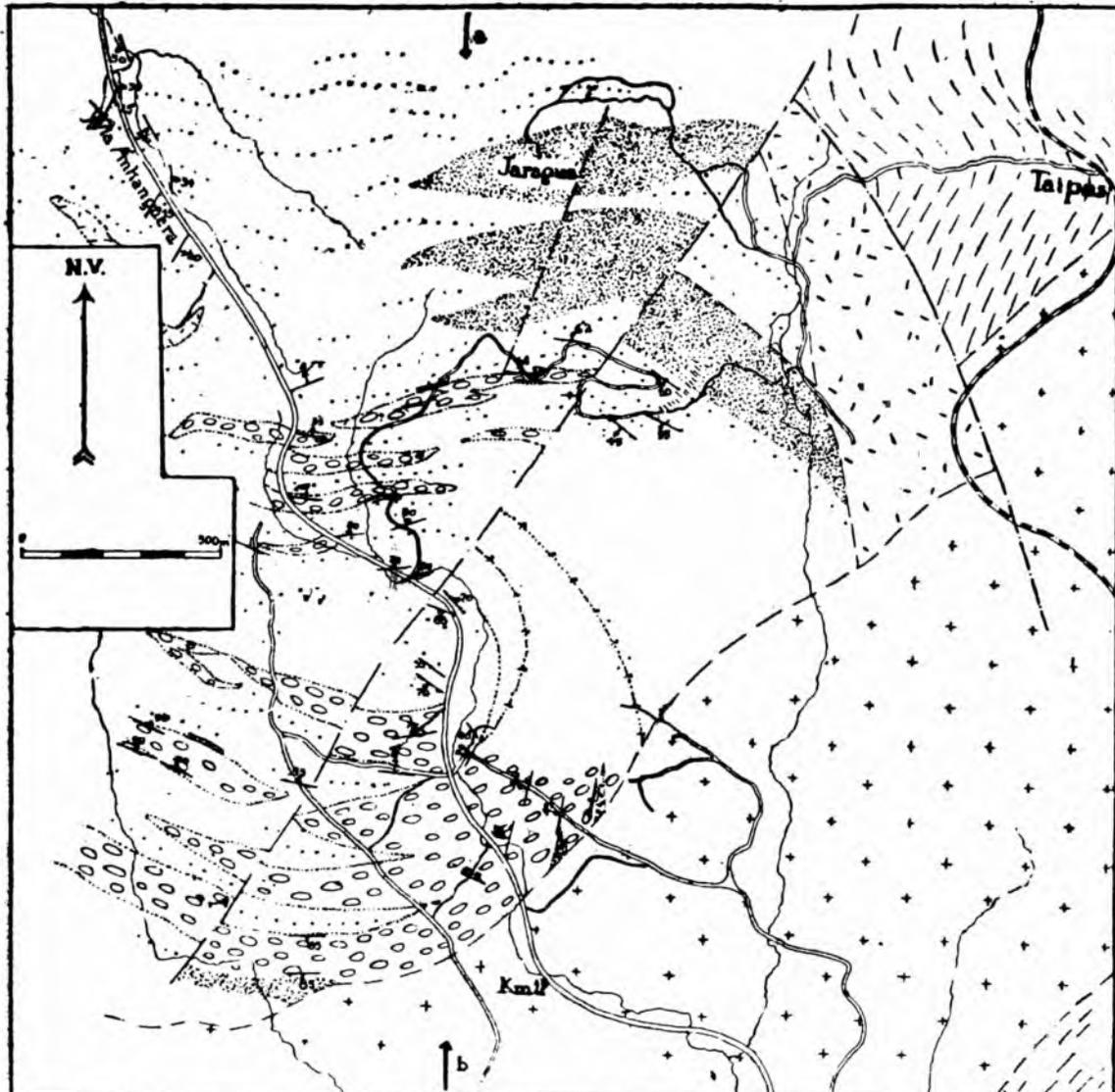
Finally, the late quaternary is represented by marginal flood plain sediments.

A geologic synoptic table is given.

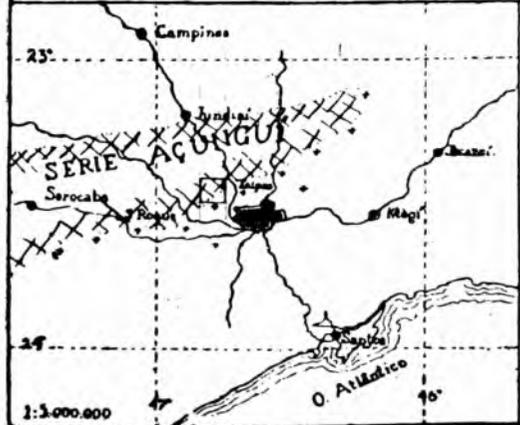
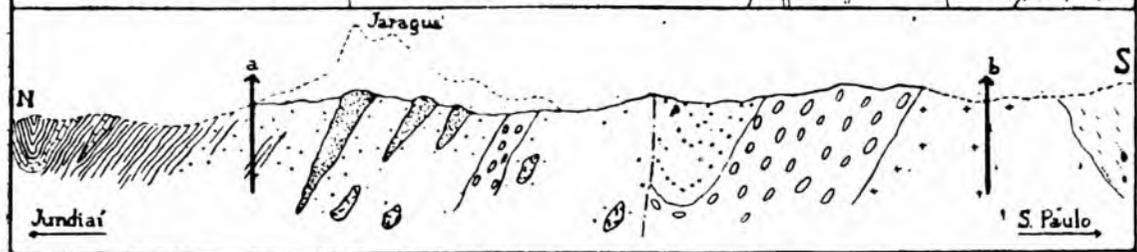
160

150

2



23



	Calcóreo		Anfibolito
	Filito		Meta-conglomerado
	Quartzito		Granito Pirituba
	Xisto quartzo-feldspático		
	Xisto "pre-conglomerático"		

BIBLIOGRAFIA

- 1) AB'SABER, A. N (1948) — *Notas sobre a geomorfologia do Jaraguá e vizinhanças*: Filos. Ciên. Letras, Ano XII nº. 10.
- 2) BARBOSA, A. L. M. (1949) — *Geologia da região da foz do rio Guanhães*: Tese apresentada ao concurso para provimento da XXXI cadeira da Escola Nac. de Minas e Metalurgia, Univ. do Brasil.
- 3) BAREOSA, O. (1948) — *A chamada serie Ribeira*: *Min. e Met.*, vol. XIII, nº. 75 pp. 187-188.
- 4) BARTH, T P W. (1952) — *Theoretical Petrology*: John Wiley
- 5) BILLINGS, M. P (1942) — *Structural Petrology*: Prentice Hall.
- 6) COUTINHO, J M. V. (1953) — *Petrologia da região de São Roque, São Paulo*: Fac. Filos. Ciên. Letras, Bol. Bol. 159, Mineralogia nº. 11.
- 7) ESKOLA, P (1932) — *Conditions during the earliest geological times*: *An. Acad. Sci. Fen. Serie A*, vol. XXXVI, no. 4, pp 9-19.
- 8) EVANS, J W (1894) — *The geology of Matto Grosso*: Q. J. G. S. vol. 50, pp 85-104.
- 9) FAIRBAIRN, H. W (1949) — *Structural petrology of deformed rocks*: Addison-Wesley.
- 10) GROUT, F P (1932) — *Petrography and Petrology*: Mc Graw.
- 11) HARKER, A. (1950) — *Metamorphism*: Methuen.
- 12) HARTT, C. F (1941) — *Geologia e geografia física do Brasil*: Comp. Ed. Nac. Brasileira, série 5a., vol. 200.
- 13) JOHANNSEN, A. (1938) — *Petrography*: vol. II, Univ. Chic. Press.
- 14) KNECHT, T e FELICISSIMO J. Jr (1938) — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia do rio Ribeira de Iguape*: Bol. Inst. Eng. S. P vol. 28, no. 137, pp 20 et seq.
- 15) LEONARDOS, O. H. (1940) — *Tilito metamórfico de Carandaí, M. Gerais*: *An. Acad. Br. C.*, pp 243-259.
- 16) LEONARDOS, O. H. (1941) — *Notas petrográficas sobre a série Ribeira do sul do Estado de São Paulo*: Fac. Filos. Ciên. Letras, bol. no. 21, Mineralogia no. 4, pp 7-13.

- 17) LEONARDOS, O. H. (1934) — *Chumbo e prata no Estado de São Paulo*: Serv. Fom. Prod. Min, bol. no. 6, pp 1-43.
- 18) MEHNERT, K. R. (1938) — *Die meta-konglomerate des Wiesenthaler gneiszuges im sächsen Erzgebirge*: Min. Pet. Mitt. vol. 50, pp 194-272.
- 19) MELCHER, G. (1953) — *The conglomerate of Hanhikivensaari, Pyhäjoki, Finl.*: Bull. Com. Geol. Finl. no. 159, pp 73-82.
- 20) MORAIS REGO, L. F (1938) — *Contribuição ao estudo dos granitos da serra da Cantareira*: Inst. Pesq. Tecn. S. Paulo, no. 18.
- 21) MORAIS REGO, L. F (1933) — *Contribuição ao estudo das formações predevonianas de São Paulo*: Boletim do Inst. Agr Geogr S. Paulo.
- 22) NEVIN, C. M. (1942) — *Structural Geology*: Prentice Hall.
- 23) OLIVEIRA, A. I. (1943) — *Geologia do Brasil*: Minist. Agr
- 24) RAMBERG, H. (1952) — *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*: Univ. Chic. Press.
- 25) SEITSAARI, J (1951) — *The schist belt northeast of Tampere in Finland*: Bull. Com. Geol. Finl. no. 153, pp 1-120.
- 26) SHROCK, R. R. (1948) — *Sequence in layered rocks*: Mc Graw.
- 27) TILLEY, C. E. (1924) — *Contact metamorphism in the Comrie area*: Q. J. G. S. vol. 80, pp 22-71.
- 28) TURNER, F J e VERHOGEN, J (1951) — *Igneous and metamorphic petrology*: Mc Graw.
- 29) VAYRINEN, H. (1939) — *On the geology and tectonics of the Outokumpu ore region and field*: Bull. Com. Geol. Finl. no. 124, pp 1-91.
- 30) WILLIAMS, H., TURNER, F J e GILBERT, Ch. M. (1954) — *Petrography*: Freeman Co.
- 31) WINCHELL, A. N. (1951) — *Elements of optical mineralogy, Pt II*: J Willey.



Foto n. 1) Bloco quebrado de afloramento de metaconglomerado mostrando as grandes dimensões que podem ocasionalmente atingir os seixos inclusos. Comprimento do martelo; 33 cm.



Foto n. 2) Afloramento de metaconglomerado, km 17,5 via Anhanguera. Notam-se seixos bastante deformados numa matriz relativamente xistosa. Xistosidade mergulhando fortemente para o norte.



Foto n. 3) Amostra de metaconglomerado mostrando seixos de granito com texturas variadas. Observe-se o tipo de deformação sofrida pelo seixo à esquerda, em baixo, mostrando superfície côncava no contacto com o seixo vizinho.



Foto n. 4) Vista posterior da mesma amostra. Em baixo, à esquerda, um seixo muito deformado de contorno pouco nítido, desvanecendo-se na matriz.



Foto n. 5



Foto n. 6

- Foto n. 5) Conjunto de seixos retirados de afloramentos semi-alterados. Os três debaixo são de granito. Os três de cima, de quartzito. Note-se a evidente diferença de formas para os dois tipos. Todos os seixos estão colocados de maneira que os eixos mais longos ficam horizontais, os mais curtos verticais e os intermediários voltados para o observador. As linhas interrompidas indicam a continuação hipotética dos contornos para os seixos quartzíticos, os quais dificilmente se consegue inteiros devido ao fácil fraturamento diagonal que apresentam.
- Foto n. 6) Os mesmos seixos da foto n. 5 dispostos de modo que os eixos mais longos se conservam horizontais, os intermediários dispendo-se verticalmente e os mais curtos voltados para o observador.



Fotomicrografia

- n. 1) Matriz fina do metaconglomerado. Formada por muscovita, (cinza) quartzo (claro) e biotita (mancha escura à esquerda ao alto). Fino colar de microclínio bordeja a muscovita isolando-o do quartzo. Secção perpendicular à lineação da rocha (dada por "lapis" de biotita).
Nicois / / .

Fotomicrografia

- n. 2) A mesma em nicois X. A secção foi um pouco girada para a esquerda.





Fotomicrografia

n. 3) Metagrauwacke. Pedreira Sta. Cruz. Km 22 via Anhanguera. Nota-se os grãos de quartzo e feldspato mostrando ainda o caráter clástico original. O material intersticial é formado por muscovita, biotita e magnetita. Nicóis // .

Fotomicrografia

n. 4) Contacto entre aplito (em baixo e esquerda) intrusivo no metaconglomerado (alto e à direita). A secção apANHOU apenas a matriz grosseira da última rocha. Nota-se muita biotita epidoto, magnetita e algum feldspato e quartzo na matriz do conglomerado. Quartzo e microclínio são os principais componentes do aplito. Nicóis // .





Fotomicrografia

n. 5) Filito. Os grãos claros são formados por quartzo detrítico. O resto da rocha é formado por muscovita microcristalina (com um pouco de biotita) pequenos grãos de magnetita e cristais relativamente grandes de turmalina (escura, fragmentada). À direita, em baixo, percebe-se uma micro-dobra Nícois // .

Fotomicrografia

n. 6) Anfibolito. A massa escura é formada por hornblenda e epidoto. À direita observam-se os contornos de um antigo grande cristal de plagioclásio agora parcialmente substituído por quartzo Nícois // .





Fotomicrografia

n. 7) Anfibólito. Nota-se hornblenda em grandes cristais com bordas mais escuras, magnetita (opaco), biotita (em lâminas pequenas), epídoto (em pequenos grãos de alto relêvo) e plagioclásio (claro) Nícois //.

Fotomicrografia

n. 8) Anfibólito. Nota-se especialmente a hornblenda com bordas mais escuras e plagioclásio básico (claro) e titanita em um grande pseudomorfo ao alto e direita, com alguns restos de magnetita no interior. O epídoto desta lâmina está reduzido a pequena quantidade apresentando-se sob a forma de prismas na massa de plagioclásio. Nícois //.





Fotomicrografia

- n. 9 Epidosito. Massa microcristalina constituída de quartzo, epidoto e biotita. Fenoblasto de albita no centro geminada em cinco indivíduos (Manebach-Acline A, combinado com Carlsbad e Albita). Via Anhanguera Km 19. Nícois X.

Fotomicrografia

- n. 10) A mesma lâmina anterior em outro campo e com nícois //. À esquerda alguns fenoblastos de albita e à direita agregado de quartzo límpido. A massa restante é formada por quartzo microcristalizado rico de inclusões (cinza claro) e epidoto com um pouco de biotita (cinza escuro).



APRECIACÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DE ALGUMAS ROCHAS BÁSICAS DE SANTOS

ERNESTO PICHLER e JOÃO ERNESTO DE SOUZA CAMPOS

(Da Universidade de São Paulo)

ABSTRACT

In the present paper the authors present some data on the geology of Santos considering particularly the occurrences of basic rocks. The geologic map shows the main occurrences of these rocks, indicating their respective geologic coordinates. A rather detailed petrographic study of rocks, sampled at the occurrences of São Vicente and ilha Porchat, revealed that the first one was a lamprophyric dike with a high percentage of olivine whereas the rock of the ilha Porchat was classified as diabase. It is the opinion of the authors that these occurrences originated at different geologic times, and that the olivinic rocks of São Vicente, whose origin is likely to be connected with the epeirogenic movements of the serra do mar, are younger than the diabase of the ilha Porchat.

INTRODUÇÃO

Na estrutura geológica e petrográfica de Santos e arredores imediatos destacam-se três formações diversas. A formação pré-cambriana, constituída por xistos, gnaisses e granitos; a quaternária, constituída de areias e argilas de fácies marinho e intrusivas básicas diversas, cortando as rochas cristalinas do pré-cambriano. Baseado no reconhecimento dos afloramentos observados, foi desenhado o mapa geológico da região, indicando a distribuição das diversas formações mencionadas e em particular algumas das ocorrências das rochas básicas.

FORMAÇÕES PRÉ-CAMBRIANAS

Admite-se, de modo geral, ser a região de Santos constituída de rochas cristalinas pré-cambrianas, xistos, gnaisses, e granitos que, qual ilhas afloram na planície quaternária. Logo na entrada de Santos, sofre a estrada de rodagem São Paulo-Santos, perto do cemitério do Saboó, um estrangulamento no morro de São Bento, notando-se ser a rocha constituída de gnaiss granitizado. Mais adiante, quando se passa para o morro do Fontana, observa-se, encaixados no gnaiss e concordantes com êle, diversas zonas de biotita xisto, cuja largura ultrapassa um metro. No próprio morro do Fontana depara-se, logo na sua base, uma pedreira abandonada. Consiste a rocha aí de gnaiss granitizado, observando-se também faixas de xisto, assim como pegmatitos. Conforme se verifica no mapa geológico, estendeu-se a formação cristalina dos morros em di-

reção nordeste, passando pela bacia de São Vicente. É interessante notar que a rocha que aflora nas pedreiras de São Vicente, no morro de Voturuá, é um granito de textura fina, coloração predominante cinza, aparecendo porém, algumas faixas de coloração creme. Na Ilha Porchat novamente reaparece o gnaiss. Apresenta êste, aí, xistosidade mais pronunciada que a observada do lado da entrada de Santos. São mais frequentes aqui também as faixas de xisto. Êste xisto é do mesmo tipo que o observado no morro de São Bento, ocorrendo porém, aí, com mais frequência, mas com menor possança.

FORMAÇÃO QUATERNÁRIA

A formação quaternária, que na extensão do mapa geológico é de fácies marinho, consiste de argilas siltosas com matéria orgânica e areias finas que se estendem numa sequência alternada, à profundidade superior a 50 metros.

OCORRÊNCIAS DE INTRUSIVAS BÁSICAS

Ocorrências de rochas intrusivas básicas, objetivo principal dêste trabalho, foram registradas em três lugares:

- a) — na pedreira de São Vicente;
- b) — na Ilha Porchat e
- c) — no tunel rodoviário que atravessa o morro do Fontana.

Neste trabalho procurar-se-á estudar as duas primeiras ocorrências. As intrusivas que atravessam o morro do Fontana no tunel rodoviário serão objeto de um outro estudo.

- a) — A ocorrência na pedreira de São Vicente consiste de três diques que aí atravessam o granito. O dique principal tem espessura de cêrca 30 cm e atravessa a rocha encaixante, segundo a direção N 70°E, tendo mergulho praticamente normal. Dado o estado de alteração pronunciada da rocha intrusiva na superfície e sendo parcialmente coberto pelos detritos da pedreira, fàcilmente escapa à observação. A fotografia n.º 1 apresenta um aspecto dêste dique.

A uma distância de aproximadamente 100 metros dois diques menores, paralelos ao primeiro, foram registrados. Têm êles espessura de não mais de 10 cm, sendo a rocha muito menos alterada que o dique maior.

- b) — A segunda ocorrência de rochas básicas observada é a da ilha Porchat. É esta sem dúvida, a ocorrência mais importante de tôdas as que foram observadas. A foto-

grafia n.º 2 apresenta um aspecto dêste dique. A rocha encaixante é um gnaïsse que apresenta xistosidade pronunciada, observando-se mesmo zonas de biotita xisto puro (fotografia n.º 3). Encontra-se aquí ainda extensos veieiros de pegmatitos como o mostra a mesma fotografia. A direção do gnaïsse varia de N 14°W a N 34°W sendo o mergulho praticamente sempre normal.

O dique de rocha básica atravessa o gnaïsse quase normalmente. A sua direção ao longo da face de contacto com o gnaïsse é de N 30°E com mergulho normal, ou pouco inclinado para fora. Nota-se que o dique teve inicialmente espessura de 15 metros mais ou menos, sendo erodido no correr do tempo parte do mesmo, de maneira a formar um vale estreito, tendo do lado oeste o antigo paredão de contacto gnaïssico e do lado leste a escarpa formada pelo dique cuja espessura atual é reduzida a 8 m aproximadamente. Não se figura impossível a idéia de uma fratura tectônica ou falha ao longo do plano de contacto do dique com o gnaïsse encaixante. Conforme se observa nas fotografias n.º 4 e 5, apresenta o dique certa disjunção colunar, com o eixo longitudinal principal praticamente normal a face do contacto leste, face que pode também ser vista nessas fotos.

- c) — Considerando a modalidade de apresentação das rochas descritas, assim como o seu respectivo caráter petrográfico, parece poder concluir-se que se trata de intrusões distintas de idades geológicas bem diversas. O diabásio da ilha Porchat apresenta textura holocristalina das rochas consolidadas em profundidade, ao passo que a rocha dos diques da pedreira de São Vicente mostra ter cristalizado próximo a superfície, como o indicam as amígdalas abundantes que contém. Tanto a primeira como a segunda variedade de intrusivas básicas, devem ter a sua origem ligadas aos movimentos epeirogênicos, que tiveram lugar no fim do terciário ou no começo do quaternário. Possível admitir, ser o diabásio da ilha Porchat, que apresenta características petrográficas semelhantes à rocha que se encontra numa pedreira localizada ao lado da Via Anchieta, logo no início da descida da serra, geològicamente mais antigo que as intrusivas de São Vicente. Não é permitido entretanto em face dos elementos de que se dispõe ser muito positivo a respeito.

Em face da modalidade de apresentação das diversas ocorrências mencionadas, que sugeriram a conveniência de um melhor conhecimen-

to dos mesmos, julgou-se justificada uma amostragem completa nas mesmas para efeito do respectivo estudo petrográfico.

ESTUDO PETROGRÁFICO

Rocha Pv (a) — dique lamprofírico da pedreira Voturuá (São Vicente)

Exame macroscópico

Rocha homogênea, compacta, afanítica, de cor cinzenta-esverdeada escura, ultra-melânica, exibindo, às vezes, finas veias e amígdalas preenchidas por material claro. Apresenta fratura conchoidal a plana e superfícies planas delimitando formas prismáticas decorrentes de diaclasamento. Tratada com HCl dá reação com efervescência não só em sua superfície como especialmente nas vênulas e amígdalas. Pulverizada, os fragmentos resultantes são facilmente atraídos pelo imã. O pó é parcialmente solúvel nos ácidos, com efervescência, resultando solução amarelo-esverdeada muito acentuada que dá reação característica de Fe em presença de KCNS. Pêso específico = 2,994.

Exame microscópico

A textura exibida pela rocha é panidiomórfica porfirítica (Fig. 1). Os principais fenocristais encontrados são os de *olivina*, por vezes idiomorfos, exibindo hábitos prismáticos, clivagem, alteração e reabsorção incipientes (fotomicrog. 1). Alguns fenocristais também de *titanoaugita*, sendo por vezes zonados (fotomicrog. 2).

No feltro foi possível identificar cristais de *biotita*, às vezes exibindo faces (001), ripas (microlitos) do piroxênio acima citado e cristais de *magnetita*, numerosos e de diferentes tamanhos, exibindo, por vezes, hábito octaédrico, identificáveis também pelo comportamento de fragmentos da rocha em presença do imã. Ocorrem também vênulas preenchidas por *calcita* e amígdalas por *calcita* e *analcita* (Fig. 2 e fotomicrog. 3). Em uma das amígdalas (Fotomicrog. 4) em que ocorrem cristais idiomorfos de *analcita* foi possível confirmar-la procedendo a medida, na platina Universal, dos ângulos $211\wedge 121=33^\circ$ e $211\wedge 2\bar{1}\bar{1}=48^\circ$. Outro dado seguro para sua identificação foi verificação de clivagens seg. (100) em alguns exemplares dos cristais das amígdalas. A massa fundamental, isótropa, não foi identificada diretamente em lâminas ao microscópio, mesmo quando em uma delas procurou-se reduzir ao mínimo a espessura ($\pm 15 \mu$). Para procurar resolver o problema foi um fragmento da rocha finamente pulverizado (peneira 150 mshs.) e o pó resultante submetido por centrifugação em bromofôrmio com o objetivo de isolar o material

siálico encontrado exclusivamente na massa fundamental. O material mais leve, assim separado, filtrado e sêco em estufa, foi submetido aos seguintes ensaios:

a) — *exame macrocópico pelo método da imersão*

Alguns dos grânulos examinados mostrando fraca birrefringência, exibiram índices de refração em redor de 1,49 dando, por conseguinte, a impressão de se tratar de *analcita* ou de *sodalita*. Como, entretanto, a pulverização da rocha poderia ter acarretado também a trituração do material que preenche as amígdalas (o que sem dúvida deve ter acontecido, pois foram também identificados muitos grânulos de *calcita*) e conseqüentemente da *analcita* ali presente, não ficou satisfatoriamente resolvido o problema no que concerne a natureza do material da base. Ficou entretanto, de certa maneira, excluída a possibilidade de ser o material da base constituído de substância vítrea pois segundo Grout (1932) esta apresentaria índice superior a 1,56.

b) *tratamento por HNO₃, seguido de evaporação lenta*

O método preconizado por Winchell (1933) destinou-se a decidir se o material siálico, representado pelos grânulos alguns dos quais exibiram índices de refração em tórno de 1,49, seria constituído de *analcita* ou de *sodalita*. Êste último mineral, pelo processo em aprêço daria origem a pequenos cubos de salgema. Tendo a prova sido negativa, concluiu-se que o material em aprêço seria constituído de *analcita*.

c) *aquecimento em tubo aberto*

O ensaio revelou desprendimento de vapor d'água que se condensou sob forma de gotículas nas paredes frias do tubo de ensaio.

d) *tratamento com HCl*

Tratando o pó pelo HCl dil. 1:1, verificou-se preliminarmente efervescência, provavelmente causada pela presença de *calcita* e posteriormente, após aquecimento mais prolongado, gelatinização.

Tôdas essas provas foram de certa maneira concludentes em relação à presença de *analcita* no material estudado muito embora não ti-

vessem o mérito de demonstrar que êste material seria o constituinte da base, podendo muito bem ser, como acima foi dito, resultante do material que preenchia as amígdalas.

Verificou-se, entretanto, a existência de certas peculiaridades muito evidentes particularmente em uma das lâminas estudadas. Essas consistiam na presença de zonas bem diferenciadas, espécies de espaços mirolíticos, de natureza pegmatóide, onde os cristais presentes, encontrados também no corpo da rocha, especialmente *biotita* e *titanoaugita* se desenvolveram mais acentuadamente do que na matriz, como consequência da ação de gases que teriam emprestado, nesses pontos, maior fluidez ao magma. Nessas zonas (Fig. 2 e Fotomicrog. 5) foi verificada a presença, como base, do mesmo material isótropo encontrado nas amígdalas, isto é, de *analcita*, o que conduziu a hipótese de ser êste mineral o formador da base no próprio corpo da rocha, portanto de origem primária como propõe Lindgreen (1890)

Vale assinalar que no material próximo ao contacto ocorrem variações não só texturais como na composição mineralógica. Além de apresentar-se mais compacta, praticamente destituída de amígdalas, os fenocristais de *olivina* exibem nítida serpentinização e carbonatação e os cristais de *biotita* são raros e pouco desenvolvidos.

Dados mineralógicos quantitativos

A determinação na platina integradora deu os seguintes resultados (aproximadamente):

a) Determinação volumétrica:

1) Fenocristais — 31%	}	17,9% de olivina
		13,8% de titanoaugita
Feltro — 68,3%		

2) A determinação feita por mineral, incluindo fenocristais e material que preenche as amígdalas, forneceu os seguintes resultados :

Olivina	—	15,6%
Titanoaugita	—	54,9%
Biotita	—	6,7%
Minerais siálicos *	—	14,1%
Magnetita	—	8,5%

(* Minerais siálicos compreende: *analcita*, *calcita*, *apatita*.)

b) Determinação em pêso (resultados globais)

Olivina	—	15,9%
Titanoaugita	—	54,2%
Biotita	—	5,4%
Siálicos	—	10,0%
Magnetita	—	13,6%

4,91

Análise química *

A análise química realizada para fins de contrôlo forneceu os seguintes resultados :

SiO ₂	—	38,9%
Al ₂ O ₃	—	9,5%
Óxidos de ferro (em Fe ₂ O ₃)	—	12,1%
TiO ₂	—	2,7%
MgO	—	13,3%
MnO	—	0,2%
CaO	—	12,7%
SO ₃	—	não encontrado
Óxidos de metais al- calinos (por dife- rença)	—	4,8%

94,2

CONCLUSÃO

O estudo da literatura sôbre rochas portadoras de *olivina* e piroxênios de caráter amigdaloidal, hipoabissal, leva à conclusão que a rocha em estudo pode ser considerada um termo da família 3125E, segundo Johannsen (1938) ou mais pròximamente do tipo *ankaratrítico-analcítico*. A admissão de se tratar de um *ankaratrito*, Lacroix (1916) ou melhor de uma variedade *limburgítica* dessa rocha resultou da quase perfeita identidade no que concerne à composição mineralógica como da semelhança entre as análises químicas (vol. 3 — pag. 365 — tabela 131-7). A presença de amígdalas preenchidas por *analcita* e *calcita* põe em evidência a solidificação pròxima à superfície, embora a rocha ocorra sob forma de dique. Rochas semelhantes foram também estudadas por L. V. Pirsson (1905) sob a designação de *monchiquose (analcita-basalto)*.

(*) Analista: I. P. T.

Rocha Pv (b) — do pequeno dique lamprofírico da pedreira Voturuá.

Exame macroscópico

Rocha homogênea, mais compacta do que a acima descrita, de cor cinza escura bem esverdeada, ultramelânica, desprovida de amígdalas visíveis com auxílio de lupa e cortada por algumas veias finas preenchidas por material claro. Fratura conchoidal a plana. Superfícies planas delimitando formas prismáticas por diaclase. Tratada com HCl dá reação de efervescência em vários pontos de sua superfície, especialmente onde ocorrem veias e depósitos secundários de *calcita*. O pó resultante da trituração é também, como na rocha anteriormente estudada, facilmente atraído pelo imã. O pó tratado pelo HCl é solúvel com alguma efervescência e a solução amarelo-esverdeada dá reação característica para o Fe em presença do KCNS. Pêso específico: 2,874.

Exame microscópico

A textura é também panidiomórfica porfirítica, exibindo os microcristais do feltro nítida orientação fluidal (Fig. 3). Os fenocristais de *olivina* muito bem formados e numerosos, exibem hábitos prismáticos e alteração em *antigorita*, *carbonatos* e *magnetita*, sendo pouquíssimos os cristais parcialmente preservados. Os fenocristais de piroxênio *aegirina-augita*, apresentam-se por vezes geminados e geralmente bem formados. Numa das lâminas observou-se um fenocristal de *aegirina-augita*, parcialmente alterado em serpentina e exibindo núcleo de piroxênio rômbo-*enstatita* (Fig. 4). No feltro predominam as ripas muito finas de *aegirina-augita*, sendo pequena ou quase nula a presença de *biotita*. Numerosíssimos são os cristais de *magnetita*, que mostram, às vezes, hábito octaédrico. A base, como na rocha anterior, é constituída de *analcita* a qual é também observada em espaços amigdalóidais no corpo da rocha. A fotomicrog. 6 exhibe também uma zona diferenciada do tipo miarolítico em tudo semelhante ao descrito na rocha anterior.

Dados mineralógicos quantitativos

Na platina integradora foram determinados os seguintes valores volumétricos (aproximados):

Olivina (fenocristais)	9%
Aegirina-augita (fenocristais)	10%
Feltro (pirox. + magnt. + analcita)*	80%
Amígdalas (espaços amigdaloidais)	1%

(* A textura extremamente fina do feltro não permitiu a contagem isoladamente dos minerais que o constituem).

Os fenocristais de *olivina* variam entre média de 20 a 500 μ .
 " " *aegirina-augita* " " " 10 a 20 μ .

Análise química

A análise química realizada para fins de controle, forneceu os seguintes resultados:

SiO ₂	38,2 %	
Al ₂ O ₃	10,6 %	
Óxidos de ferro (em		
Fe ₂ O ₃	11,8 %	
TiO ₂	2,7 %	
CaO	12,3 %	
MnO	0,20%	
SO ₃	não encontrado	
Óxidos de metais alcalinos (por diferença)	2,6 %	

Conclusão: Apesar das diferenças texturais, da análise química e de composição mineralógica — natureza do piroxênio, ausência quase completa de *biotita* — foi a rocha considerada equivalente à anteriormente descrita.

As rochas dos diques lamprofíricos aqui estudadas e que foram consideradas como uma variedade *limburgítica* de um *analcita ankaratrítico*, encontram-se de fato constituído têrmos intermediários entre as famílias dos piroxênitos e dos peridotitos cujos têrmos ankaratrítico de um lado e picrítico de outro apresentam alguns pontos de contactos e outros de divergência. São entretanto ligadas por seu aspecto geral e composição mineralógica de certa maneira aos *jacupiranguitos* de cujo magma podem derivar ou mostrar relações de consangüinidade. Othon Leonardos (1941) descreve no rio Batatal dique limburgítico cortando filitos cloríticos. Rochas também semelhantes cuja composição mineralógica é em tudo semelhante a aqui descrita são assinaladas também em Fernando Noronha por Campbell e Burri (1933)

Tentando uma classificação dessas rochas, segundo Tröger (1935), vimos que apresentam várias relações com *ankaratritos*, Lacroix da família dos ijolitos; *limburgitos*, Rosembuch, da família dos exessitos; *jacupiranguitos*, Derby e *bebedouritos*, Tröger, da família dos piroxênitos.

Rocha Ip-dique da Ilha Porchat (São Vicente)

Exame macroscópico

Rocha homogênea, compacta, fanerítica, de cor cinzenta-escura, melanocrática, apresentando fratura sub-conchoidal a plana. Formas prismáticas de secção hexagonal decorrem dos planos de diaclasamento. Não há efervescência excepto, como é obvio, nos pontos onde se

deposita *calcita* secundária e facilmente reconhecível a olho nú. Pulverizada, são os fragmentos resultantes atraídos pelo imã. O pó é parcialmente solúvel nos ácidos, com ligeira efervescência, resultando, especialmente após aquecimento, solução amarelo-esverdeada que dá reação característica para o Fe em presença de KCNS. Pêso específico = 2,975.

Exame microscópico

A textura exibida pela rocha é ofítica apresentando regiões, onde se aglomeram piroxênios, tendo a granular. Os cristais ripiformes de plagioclásio são constituídos de *labradorita* e o piroxênio, por vezes idiomorfo, às vezes exibindo geminações, é constituído de *augita*. O mineral metálico é formado por magnetita o que é identificável pelo hábito e pelo comportamento de fragmentos da rocha em presença do imã. Encontra-se também alguma *ilmenita* parcialmente alterada em *leucóxênio* (Fig. 5 e fotomicrografia 8) Numa das lâminas estudadas foi observada estrutura reticulada resultante de pseudomorfose de *antigorita* sobre um cristal provavelmente de *olivina* (?), como pode ser observada na Fig. 6. A suposição de se tratar de *olivina* decorre do fato de se encontrar grânulos de *magnetita* demarcando as linhas de clivagem e de fratura-Dana (1950)

Dados mineralógicos quantitativos:

Na platina integradora foram obtidos os seguintes resultados aproximados (em pêso):

Labradorita	41%
Augita	29%
Magnetita	7%
Minerais alterados	22%

Conclusão: Por sua composição mineralógica, textura e ocorrência em dique pode ser a rocha considerada como um *diabásio*.

CONCLUSÕES GERAIS

- 1) Não existem dados que permitam afirmar que o *diabásio* encaixado no gnaiss da ilha Porchat seja anterior ou posterior aos considerados réticos e comuns no planalto do Brasil Meridional.
- 2) Embora os diques de *diabásio* e os *lamprofiritos* descritos estejam próximos e no mesmo nível, julgamos que tiveram êles origem em épocas diferentes.

- 3) A textura ofítica do *diabásio* e sua espessura, 15 m e a ausência de *olivina* são outros indícios que parecem confirmar o que ficou dito acima.
- 4) A estrutura dos diques lamprofíricos-porfirítica amigdaloidal sugerem terem eles se formado praticamente na superfície e como tal ligados a uma manifestação vulcânica anterior ou posterior ao rético.
- 5) Considerando o granito da pedreira de Voturuá, encaixado em gnaisses de idade pré-devoniana, os diques seriam obviamente posteriores ou contemporâneos a êle.
- 6) Outras evidências entretanto não existem no que concerne as idades das rochas consideradas.

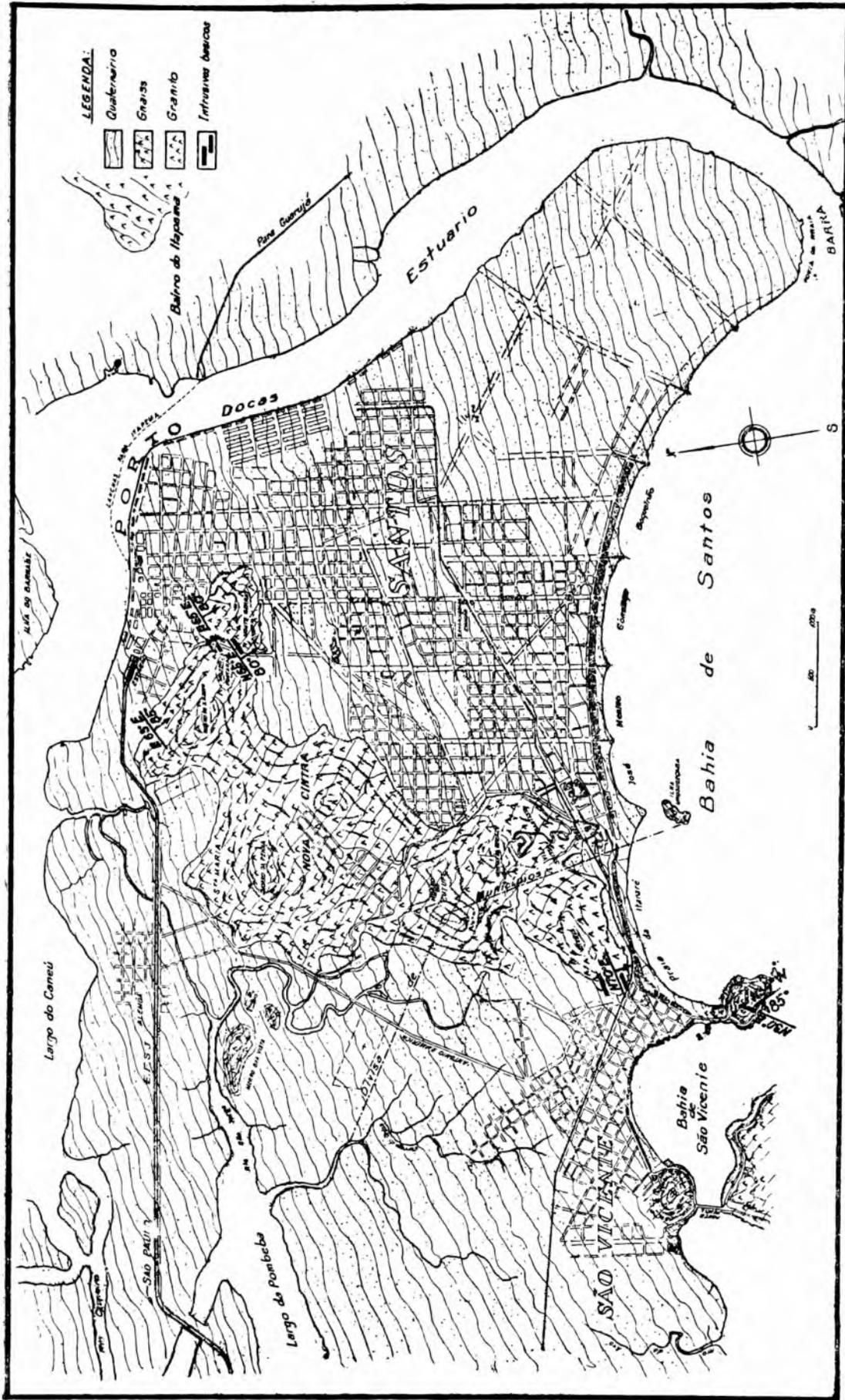
AGRADECIMENTOS

Somos gratos aos professores Viktor Leinz e Rui Ribeiro Franco, assim como ao colega Dr. José Moacyr Vianna Coutinho pelas valiosas sugestões e orientação nos trabalhos petrográficos; ao snr. Diocleciano Soares Araujo pela confecção das lâminas e ao snr. G. Oscar Campiglia, da Divisão de Documentação da Reitoria, pelas fotografias e fotomicrografias que ilustram o presente trabalho.

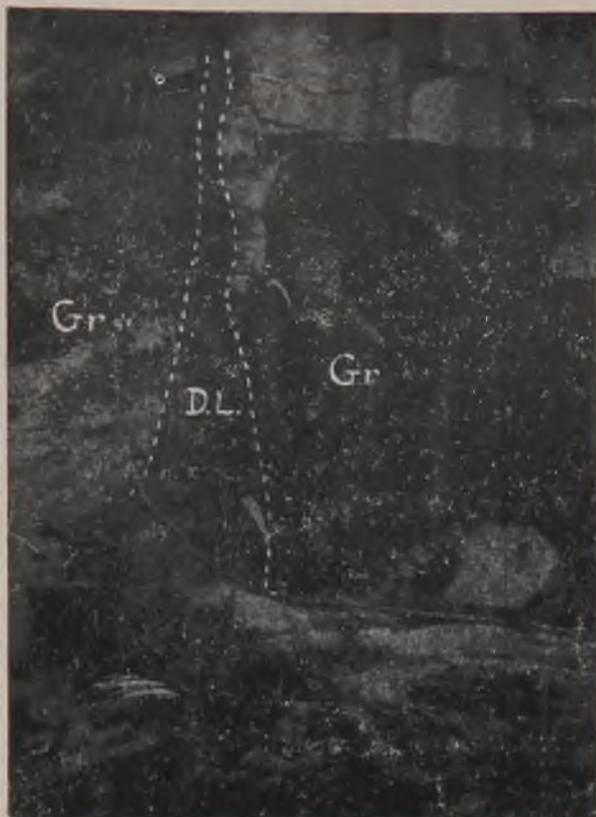
BIBLIOGRAFIA

- GROUT, F. F. (1932), *Petrography and Petrology* — McGraw Hill Company Inc., New York, N. Y.
- WINCHELL, A. N., (1933), *Elements of optical Mineralogy: An introduction to microscopic Petrography*: John Wiley and Sons, Inc., New York, London.
- LINDGREEN, W. (1892), *Eruptive rocks from Montana*: Proc. California Acad. Sci. Ser. 2, vol. III, 1890, p. 51.
- JOHANNSEN, A., (1938), *A descriptive petrography of the igneous rocks*: vol. IV — The University of Chicago Press. Chicago, Illinois, USA.
- LACROIX, A., (1916), *La constitution des roches volcaniques de l'extreme nord de Madagascar et de Nosy bé; les ankaratries de Madagascar en general*; Comp. Rend., CLXIII, 1916, pp. 256-358.
- PIRSSON, L. V., (1905), *Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Moutains, Montana*: U.S.G.S. Bull., 237, 1905, pp. 149-158.

- DANA, E. S., (1950), *Text-Book of Mineralogy*: IV edition. John Wiley & Sons, Inc. New York, USA.
- LEONARDOS, O. H. (1941), *Notas petrográficas sobre a série Ribeira*: Mineralogia n.º 4, Bol. Fac. Fil. Ci. Letras n.º XXI, USP p. 10.
- CAMPBELL, S. W e BURRI, C. (1933), *The igneous rocks of Fernando Noronha*: Bol. Suisse e Min. e Petrog., vol XVII.
- TRÖGER, W. E. (1935), *Spezielle Petrographie der Eruptivegesteine*: Berlin W 35 Verlag der Rentschen Mineralogischen Gesselchafte V
- ESKOLA, P (1954), *Ein Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyr probleme*: Tscherm. Min und Petrog. Mitt. vol. 4.

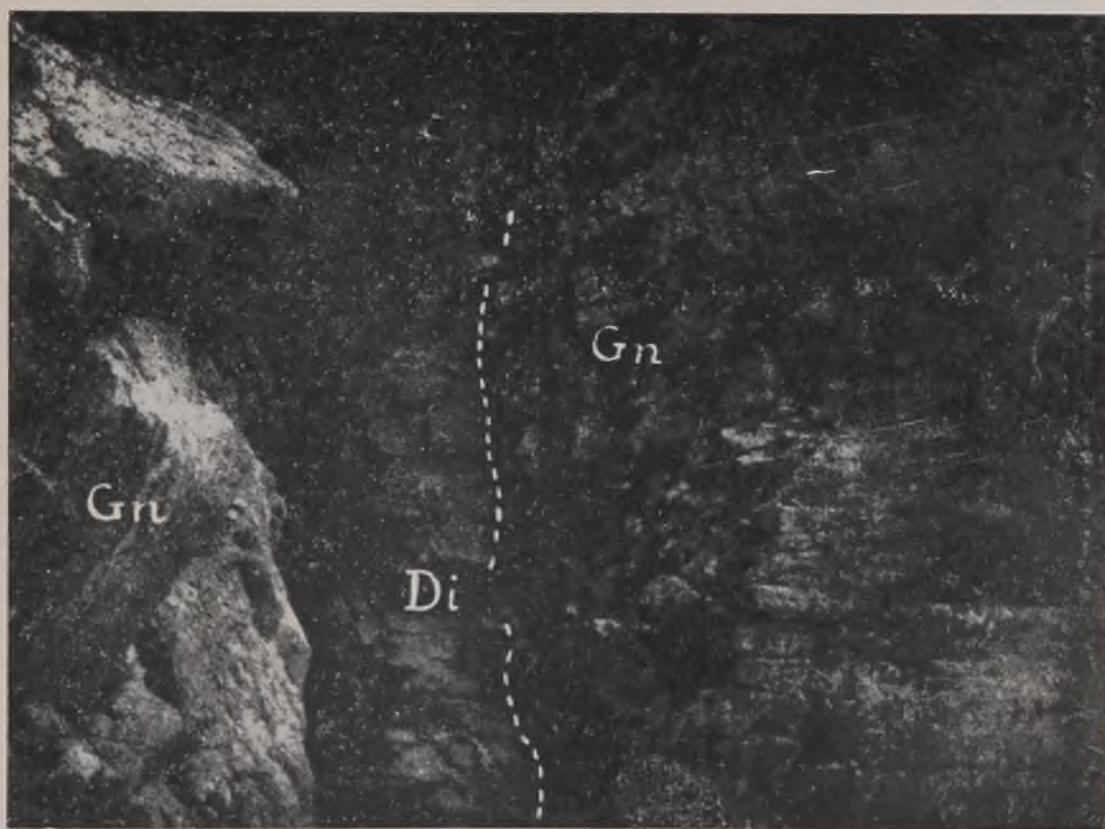


MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO



Fotografia 1

Dique lamprofirico da Pedreira Voturufo,
São Vicente.
Gr = granito
D. L. = dique



Fotografia 2

Dique de diabásio da ilha Porchat.
Gn = gnaiss
Di = diabásio



Fotografia 3

Rocha encaixante com veieiros de pegmatito.

Gn= gnaisse

Peg= pegmatito

BiX= Biotita xisto

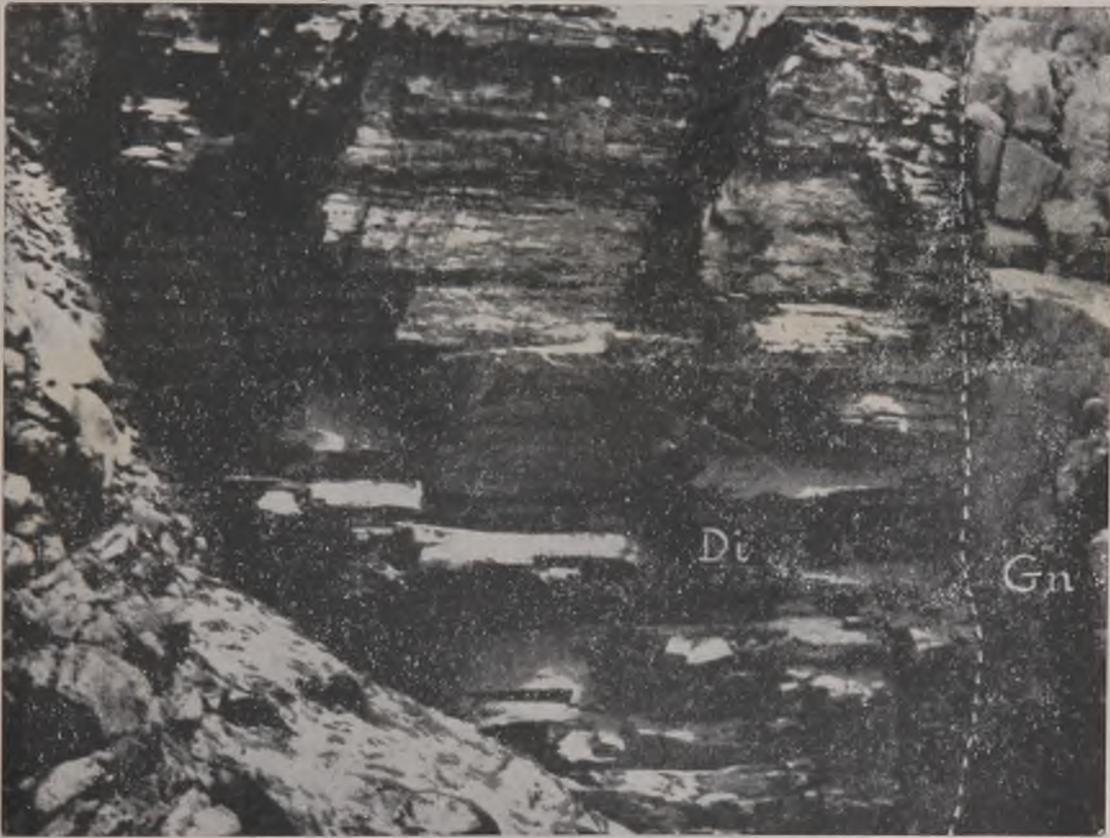
Fotografia 4

Aspecto do contacto do diabásio com a rocha encaixante.

Gn= gnaisse

Di= diabásio





Fotografia 5
Disjunção colunar do dique de diabásio.
Gn= gnáisse
Di= diabásio

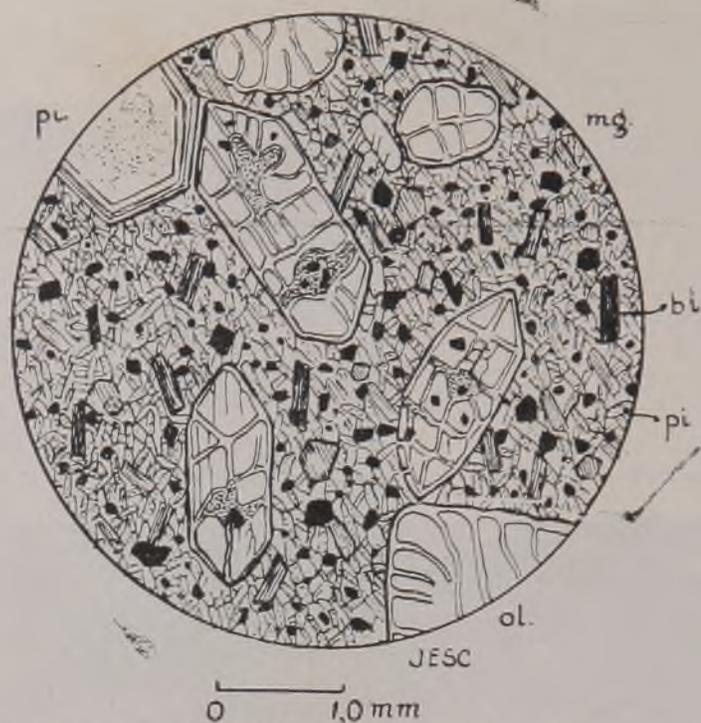


Figura 1 — Fenocristais de olivina (ol) e um fenocristal zonado de titanita (pi), mergulhados num feltro no qual se distinguem numerosos cristais de magnetita (mg), pequenos cristais de biotita (bi), às vezes exibindo faces (001) e numerosos cristais ripiformes de titanita (pi). Os espaços em branco correspondem ao material da base que de acôrdo com as observações levadas a efeito poderá ser considerado como constituído de analcita.

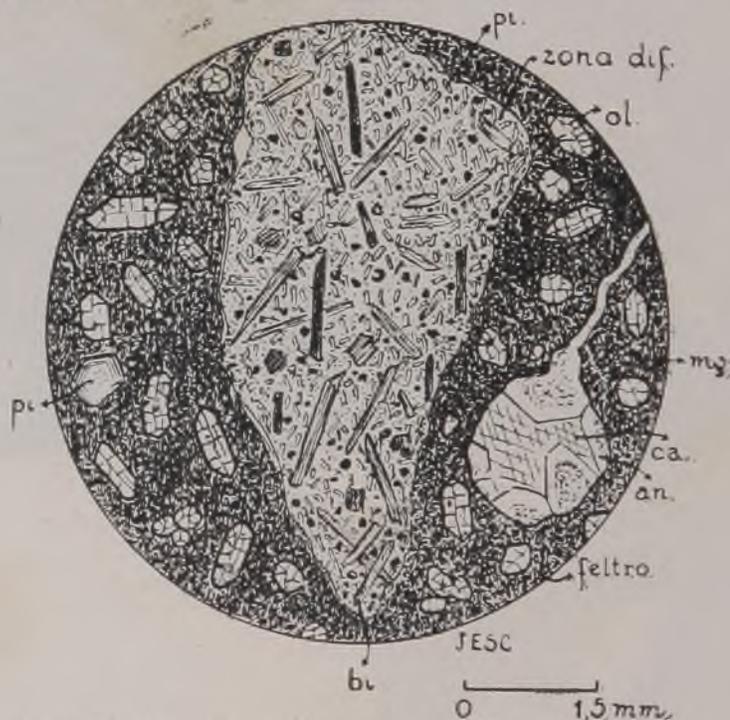


Figura 2 — Exibe o corpo da rocha com as características já descritas, mostrando fenocristais de olivina (ol) e titanita (pi) mergulhados num feltro rico em magnetita, em cujo seio encontra-se a zona diferenciada (zona dif.), referida no texto, na qual observa-se cristais de piroxênio titanita (pi) e biotita (bi), muito mais desenvolvidos do que no corpo da rocha cujos interstícios são preenchidos por magnetita e analcita. A direita observa-se também uma amidgdala preenchida por calcita (ca) com clivagem romboédrica e cristais de analcita (an) de hábito (211).

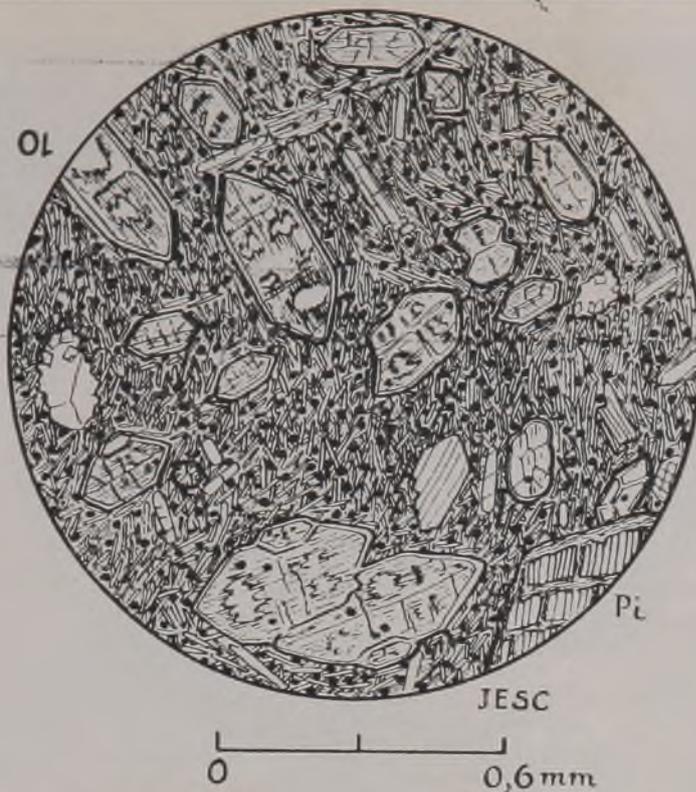


Figura 3 — Fenocristais de olivina (ol) alterados em antigorita, carbonatos etc., e de piroxênio (pi) imersos num feltro constituído de ripas de aegirina-augita, cristais numerosos de magnetita e cujos interstícios em branco correspondem à analcita da base. Observam-se também duas amígdalas das quais, a maior, à esquerda, exhibe cristais de analcita e de calcita.

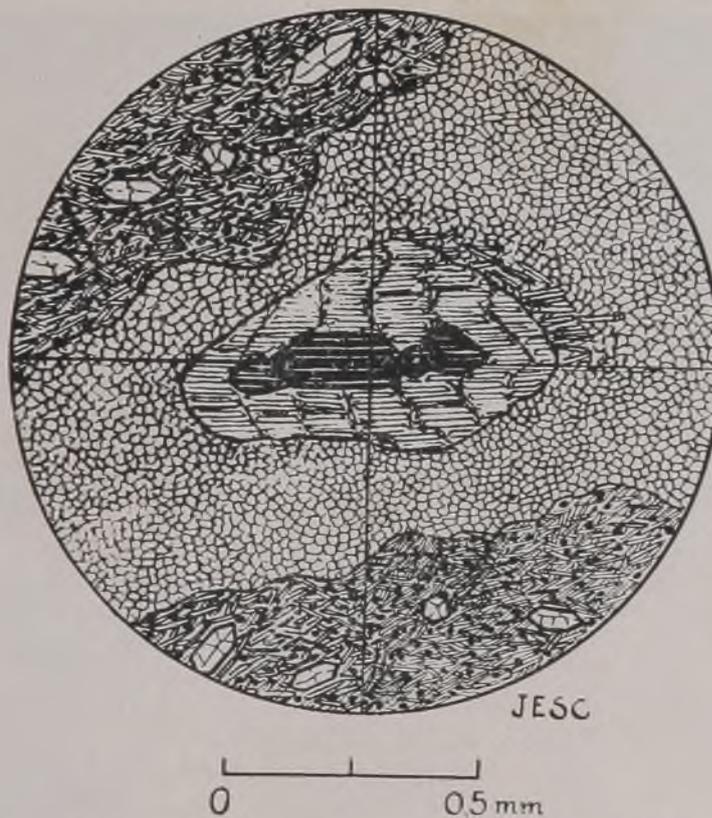


Figura 4 — Exibe um fenocristal de aegirina-augita, parcialmente alterado, em cujo seio ocorre núcleo de piroxênio rômboico, identificado como enstatita. Envolvendo o fenocristal de aegirina-augita há um bordo de reação que o separa do corpo da rocha no qual se observa a estrutura descrita na figura anterior.



Figura 5 — Cristais ripiformes de labradorita (Plg) e de augita (Pi), muitos dos quais geminados, exibindo textura ofítica tendendo a granular. Observam-se também cristais de magnetita (Mg).

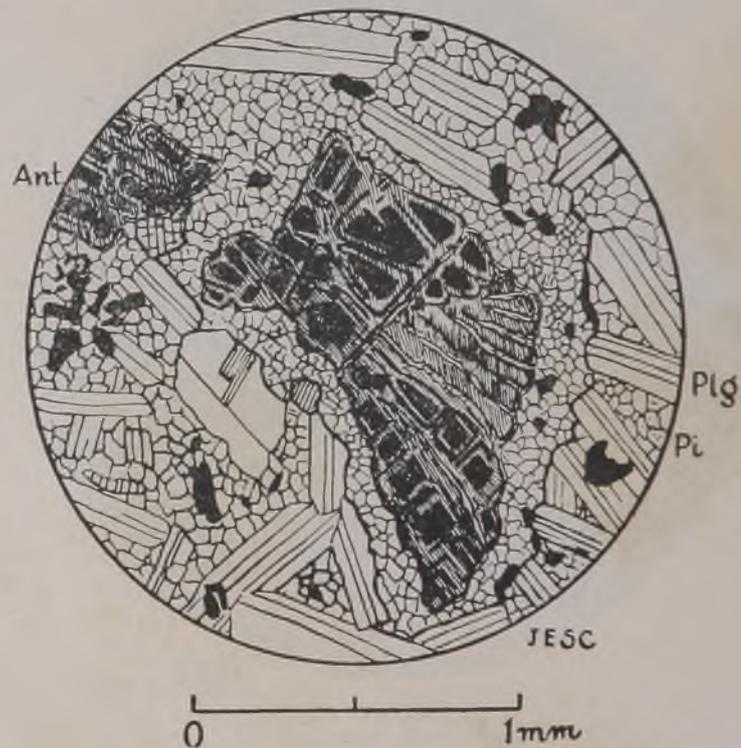
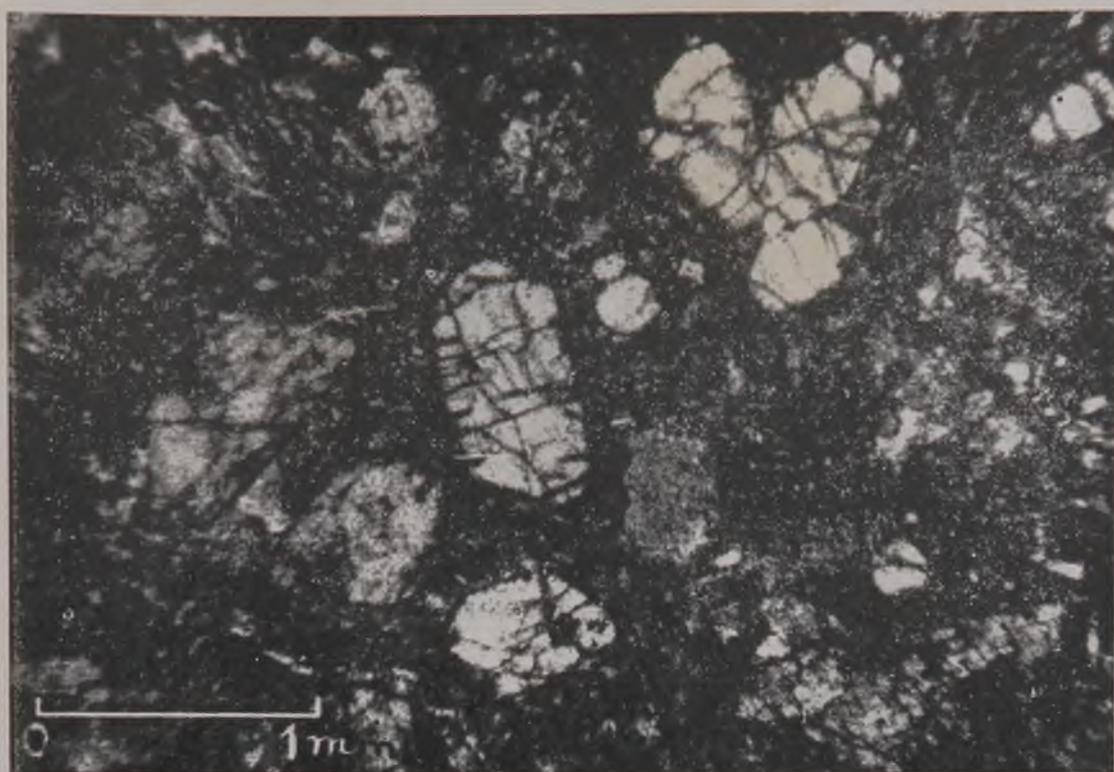
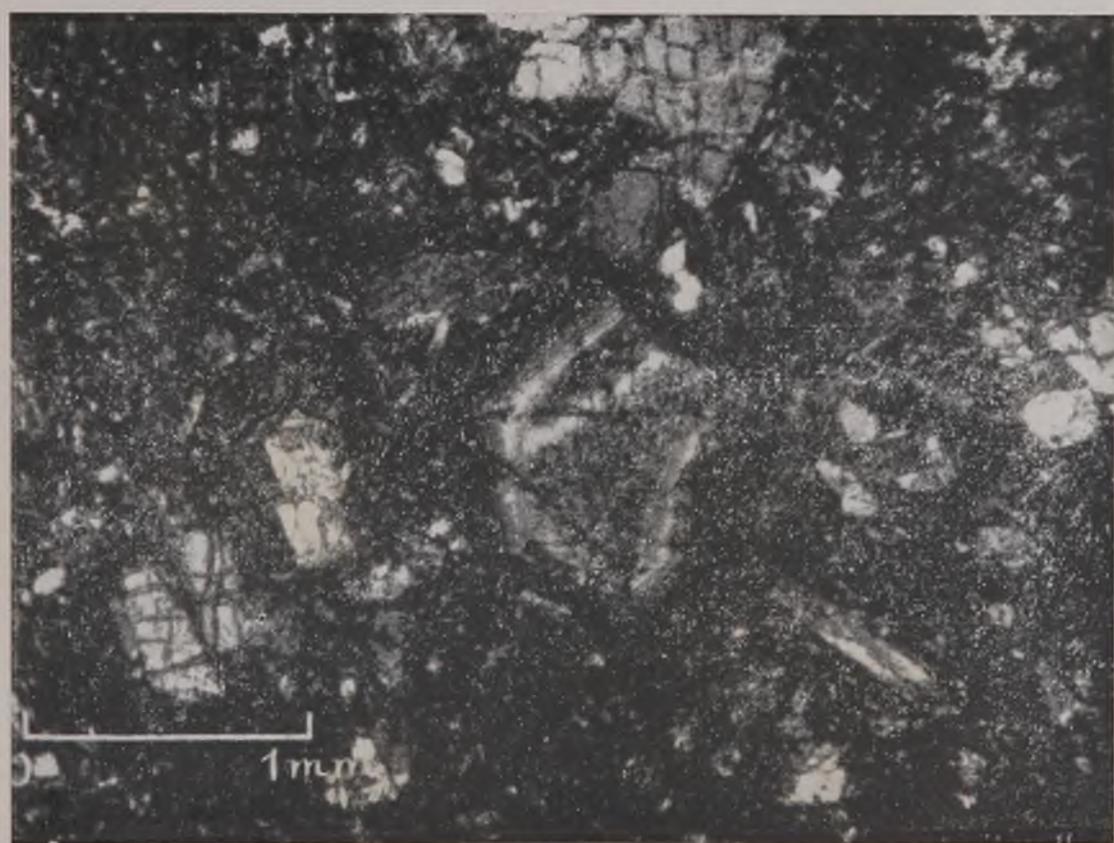


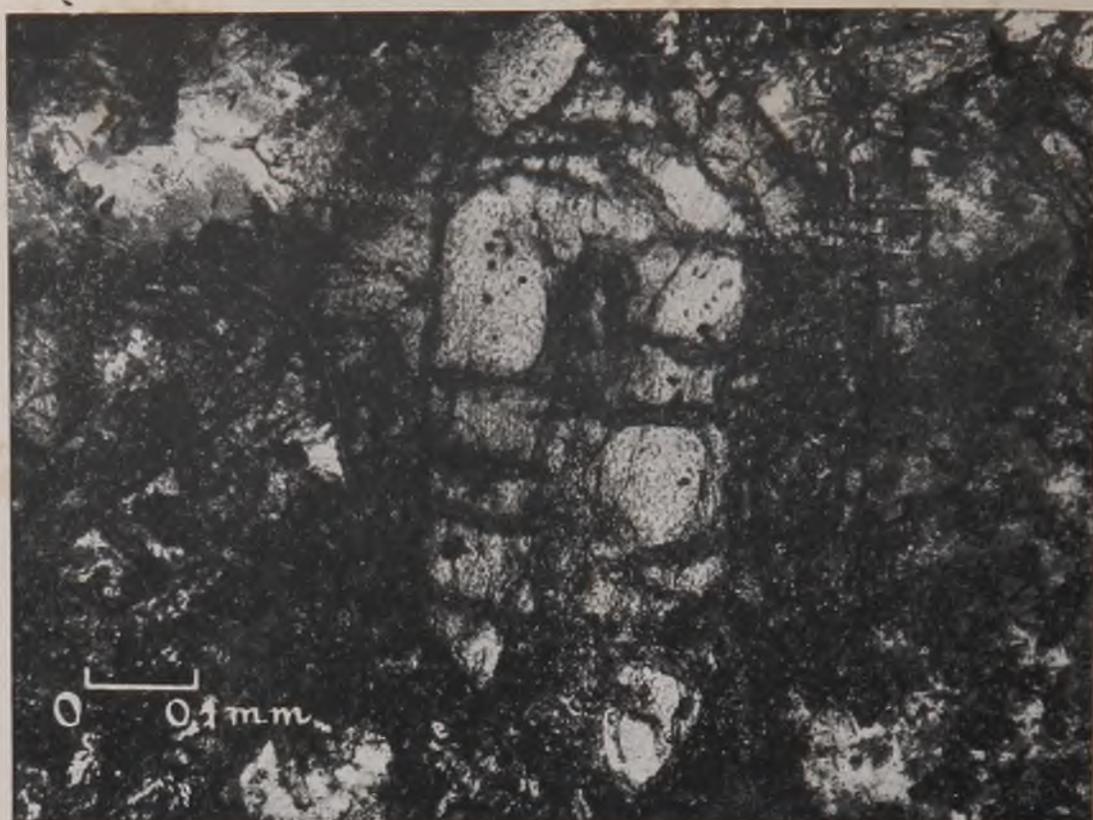
Figura 6 — Reticulado de serpentina (Ant.) pseudomorfa sobre olivina (?), mostrando bordo de reação e mergulhado no diáspaso onde são observados cristais ripiformes de labradorita (Plg) em cujos interstícios ocorrem cristais euhedrais de augita (Pi).



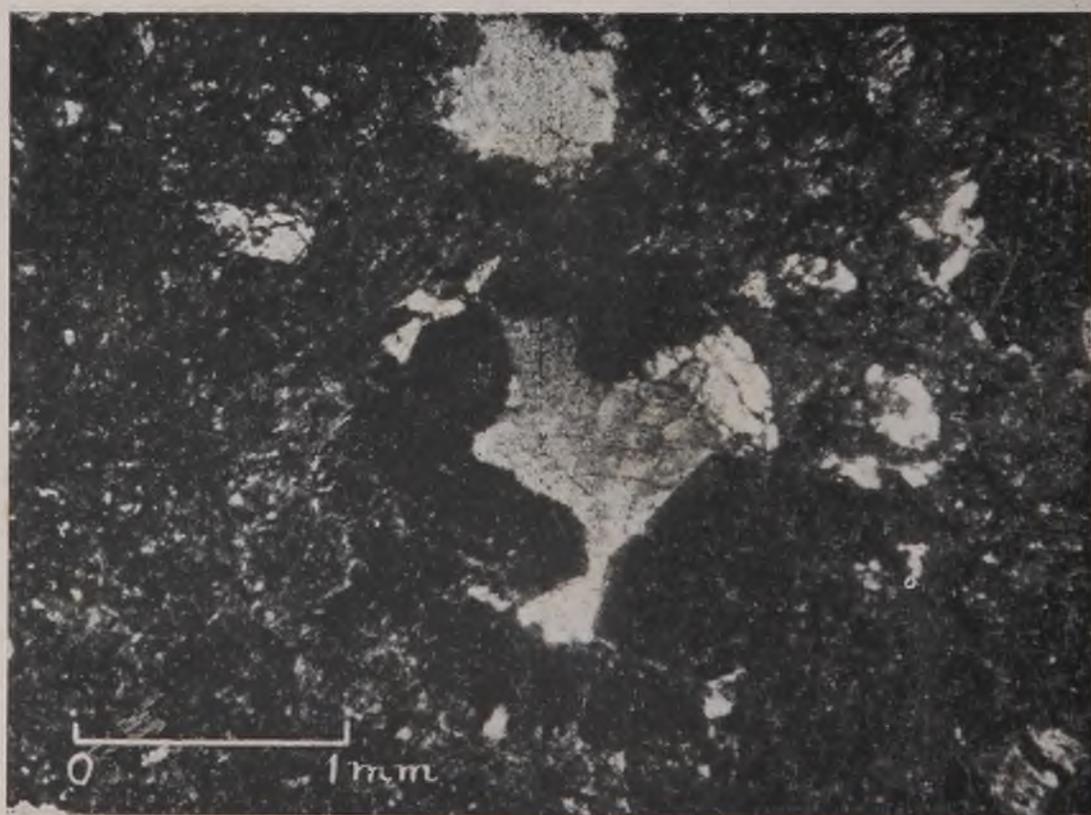
Fotomicrografia 1 — (Nicois cruzados-50x) — Fenocristais de olivina e titanita, mergulhados num feltro constituído de biotita, magnetita, titanita e material isotrópico (analcita).



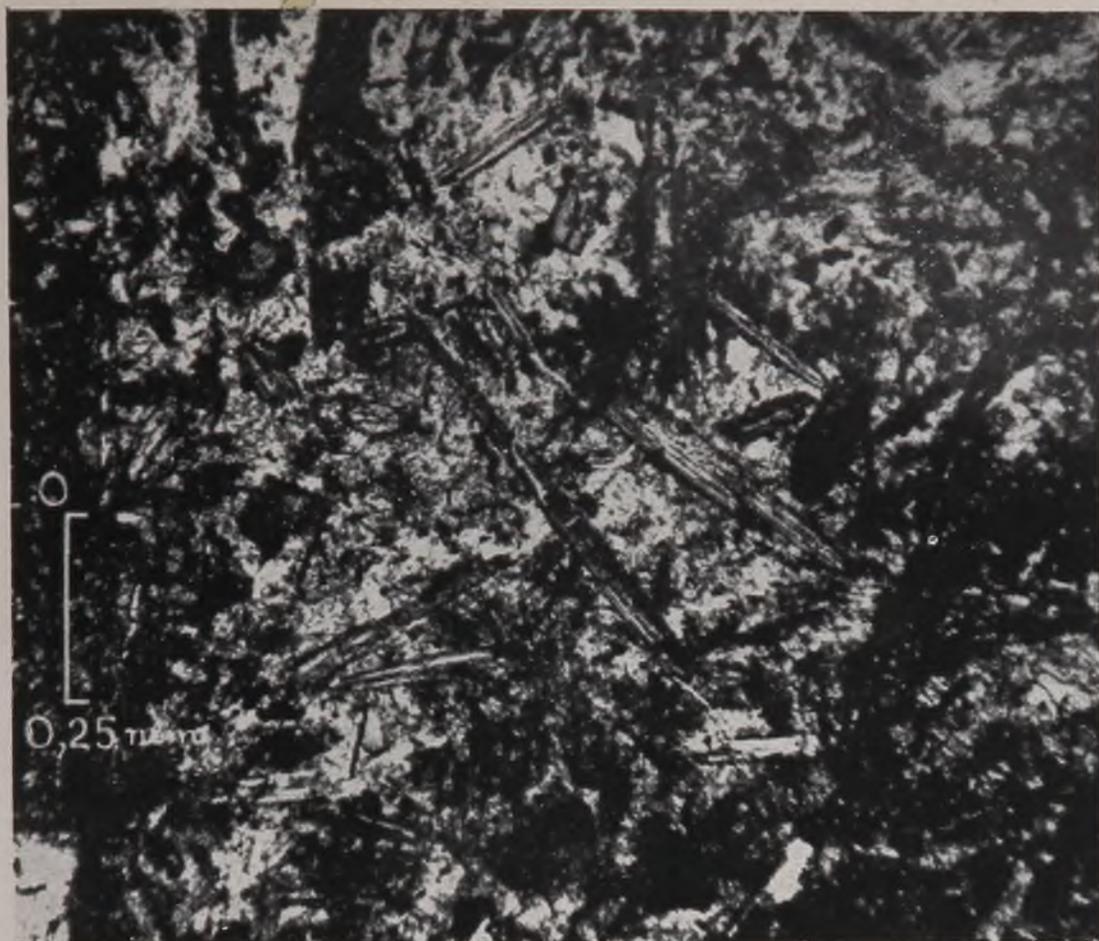
Fotomicrografia 2 — (Nicois cruzados-50x) — Fenocristais de olivina e, no centro, um cristal zonado de titanita, mergulhados no feltro.



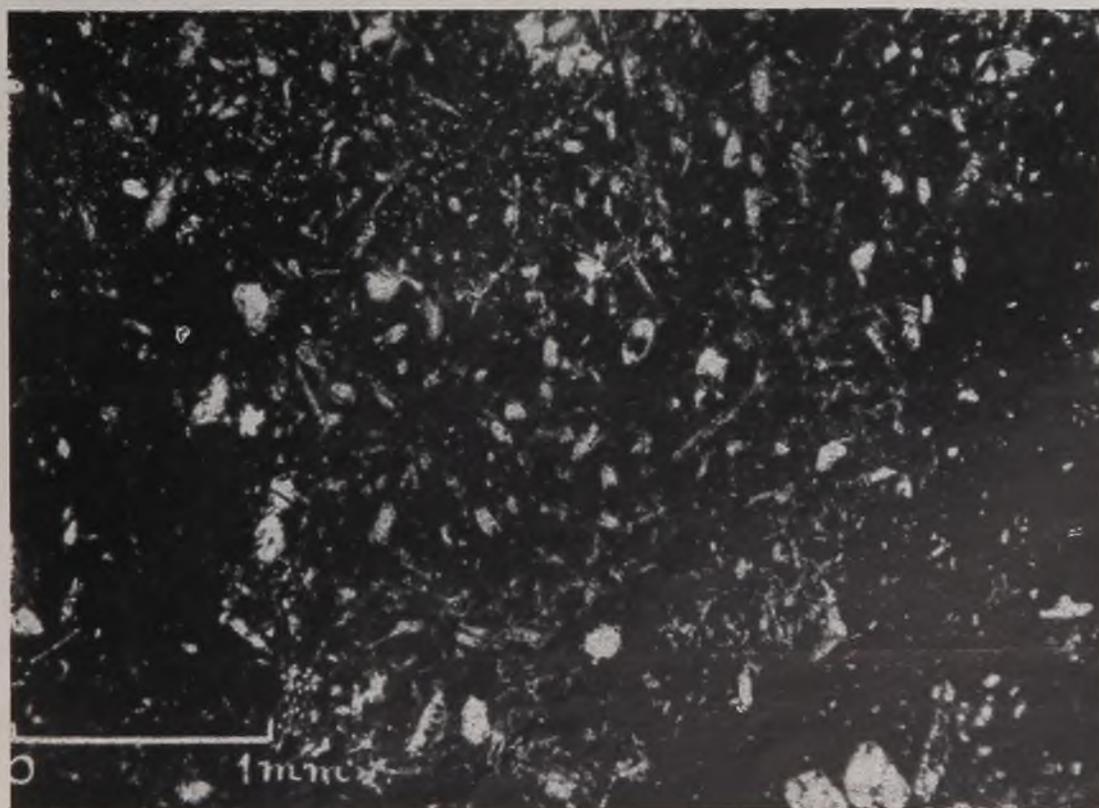
Fotomicrografia 3 — (Nícois paralelos-90x) — Cristal idiomorfo de olivina, mergulhado na base onde se distinguem cristais de magnetita, biotita e titanita e a base sílica (analcita).



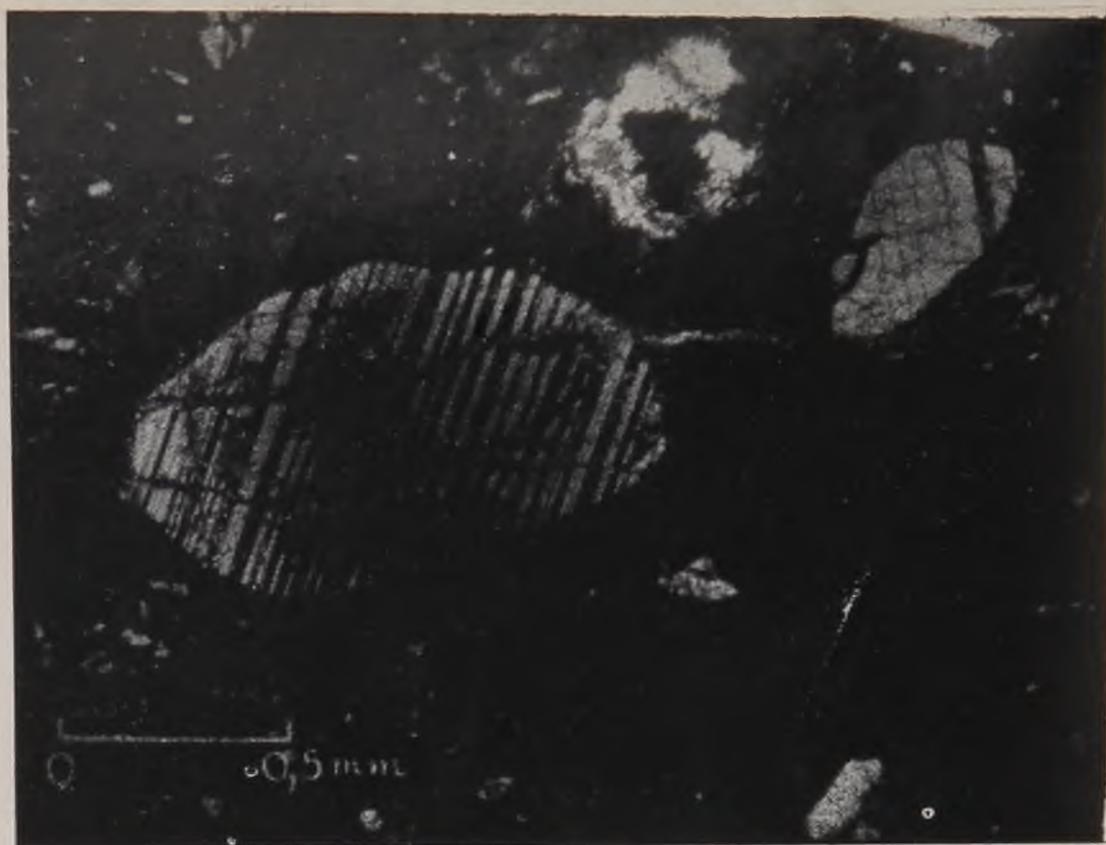
Fotomicrografia 4 — (Nícois cruzado-50x) — Amígdala preenchida por calcita (observe-se a clivagem) e cristais isotropos de analcita de hábitos (211) mostrando clivagem (100) e ligeira birrefringência nos bordos.



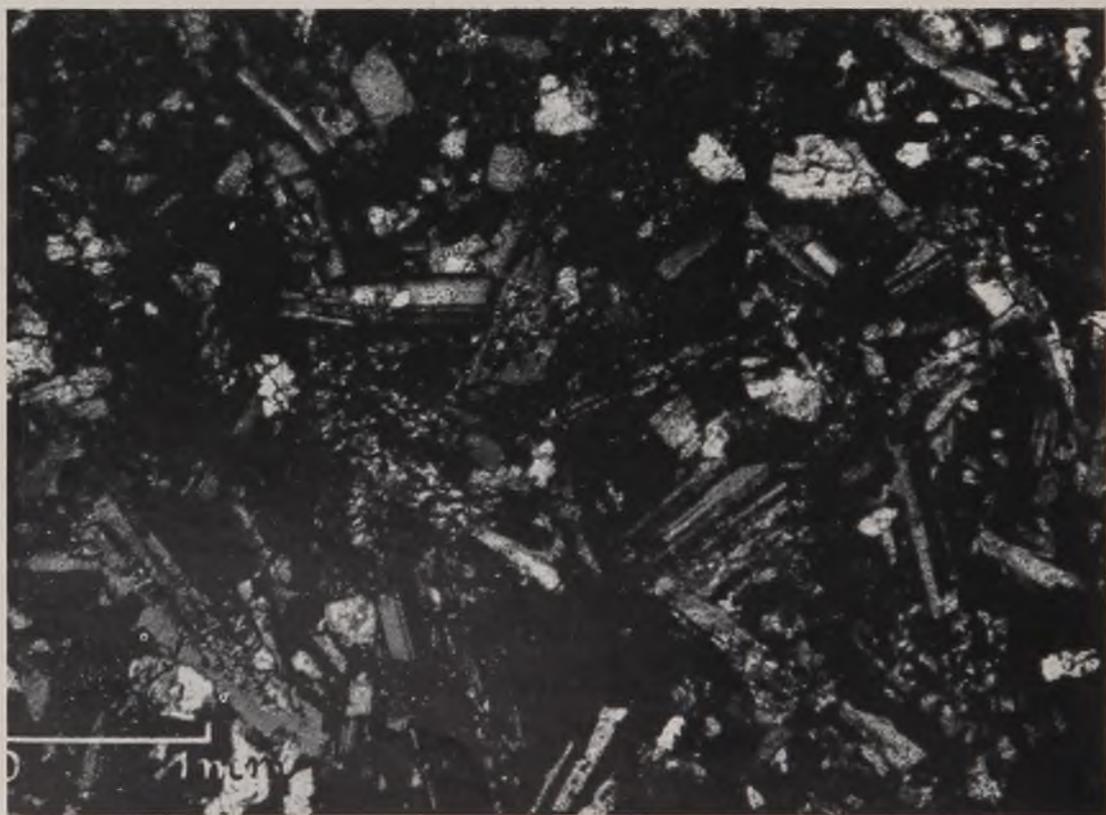
Fotomicrografia 5 — (Nícois paralelos-90x) — Zona diferenciada descrita no texto, onde são observados cristais bem desenvolvidos de biotita e de titanaugita e a base (em branco) constituída de enalcita.



Fotomicrografia 6 — Zona diferenciada da rocha Pv (b).



Fotomicrografia 7 — Xenocristais de plagioclásio mergulhados no corpo da rocha Pv (b).



Fotomicrografia 8 — Textura óptica do diabásio — Cristais r'piformes de labradorita; cristais de augita e de magnetita.

CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DE ESTRUTURAS MIGMATÍTICAS NO COMPLEXO BRASILEIRO*

RUI RIBEIRO FRANCO

(Da Universidade de São Paulo)

ABSTRACT

It is the purpose of this paper to present briefly the results of a study of the genetic relations of the migmatite structures of the area named Praia do Tombo, ilha Santo Amaro, State of São Paulo, Brazil. The migmatites in the area in question present the following petrographic features: the old rock, a biotite-hornblende gneiss, was intruded by granitic material whose main constituent is microcline. The illustrations give an idea of forming process. Pegmatite dikes cutting through the migmatite rock has provoked the formation of a characteristic greisenizing zone by a process of metasomatic alteration.

INTRODUÇÃO

O estudo das rochas de origem "ultrametamórfica", isto é, das rochas comumente denominadas *venitos*, *arteritos*, *migmatitos*, *palingenitos* e *diapiritos*, Fenner (1914), Sederholm (1926), Stark (1935) Barth (1936), Guimarães (1937), Turner (1942), Turner e Verhoogen (1951, pp. 285, 297), Ramberg (1952) e outros, tem sido objeto de nossa cogitação, principalmente pela importância que elas representam para o conhecimento do embasamento arqueano do Brasil. Reconhecemos, evidentemente, que a nossa contribuição ao conhecimento deste embasamento é limitada, tal é o grau de complexidade mineralógica, química e estrutural apresentada pelas rochas em questão. A nosso ver somente uma equipe constituída de especialistas poderá dizer a última palavra sobre o assunto, principalmente quando se tratar de tirar conclusões mais amplas que abordem problemas de gênese global e tectonismo.

Exemplo característico do que acima foi dito verifica-se na bem conhecida serra do Mar, onde ocorrem, praticamente, toda sorte de *ultra-*

(*) Trabalho realizado com auxílio do C.N.Pq.

metamorfitos. Assim, gnaisses venulados dêste complexo rochoso, frequentes em numerosos trechos da via Dutra (estrada de rodagem que liga as cidades de São Paulo e Rio de Janeiro) e pedreiras esparsas no planalto e litoral de São Paulo, não puderam até o presente ser totalmente diferenciados entre *venitos* e *arteritos* pois difícilíssima é a verificação da origem do material das veias e vênulas, isto é, se derivado da própria rocha, por exudação, ou se injetado a partir de um magma. Para muitos gnaisses fitados e lamelares por nós estudados ao longo de cortes da referida via é perfeitamente aconselhável o uso da expressão *flebito*, pois é quase impossível fazer-se qualquer distinção entre material segregado ou injetado. Problemas relativos à determinação do *metassoma* e *paleossoma*, respectivamente as partes mais recentes e mais antigas de uma área migmatizada ou assimilada, principalmente quando se trata de faixas pegmatitizadas, nem sempre tiveram solução. Se pudemos, em muitos casos, recorrer à hipótese da diferenciação metamórfica, Eskola (1932), para explicar a formação de gnaisses fitados e lamelares do litoral de São Paulo, em outros pareceu-nos aconselhável admitir fenômenos de injeção como fatores fundamentais de sua gênese, tal é o caso dos gnaisses de injeção das proximidades da ilha Porchat, na bahia de Santos. Há casos, referimo-nos a alguns gnaisses oclares e facoidais, onde parece não haver a menor dúvida de que êstes se originaram pelo crescimento de porfiroblastos de feldspato (principalmente microclínio) em biotita xistos. Corpos pegmatíticos, muitas vezes concrecionários e constituídos predominantemente de quartzo, microclínio, albita e mica mostram-se rodeados de biotita e hornblenda, que formam verdadeiras molduras ao longo de todo o contacto do pegmatito com o biotita gnaisse e o biotita granito. O crescimento de tais pegmatitos provoca a concentração da biotita nos seus bordos, deixando as suas partes centrais sem êsse mineral fêmico.

Remanescentes de biotita xistos e biotita-hornblenda gnaisses de várias dimensões e forma no interior de alguns corpos pegmatíticos fortalecem a hipótese da existência de processos de substituição, migração e granitização. Pegmatitos quartzo-feldspáticos que cortam discordantemente biotita-hornblenda gnaisses da ilha Porchat (litoral de São Paulo) evidenciam nítido processo de substituição sem dilatação do gnaisse. Tal verificação é fácil por que as camadas gnaissicas dos dois lados dos diques pegmatíticos mostram perfeita continuidade. Pegmatitos de estrutura

estrangulada (*pinch and swell structure*) em gnaisses localizados na região de Santos e ao longo da via Dutra (E. do Rio de Janeiro) são bons indícios de que êstes pegmatitos se originaram por crescimento em rocha cristalina já formada, por que material magmático intrusivo não poderia produzir tais estruturas, Fig. 1, Ramberg (1952, p. 256).

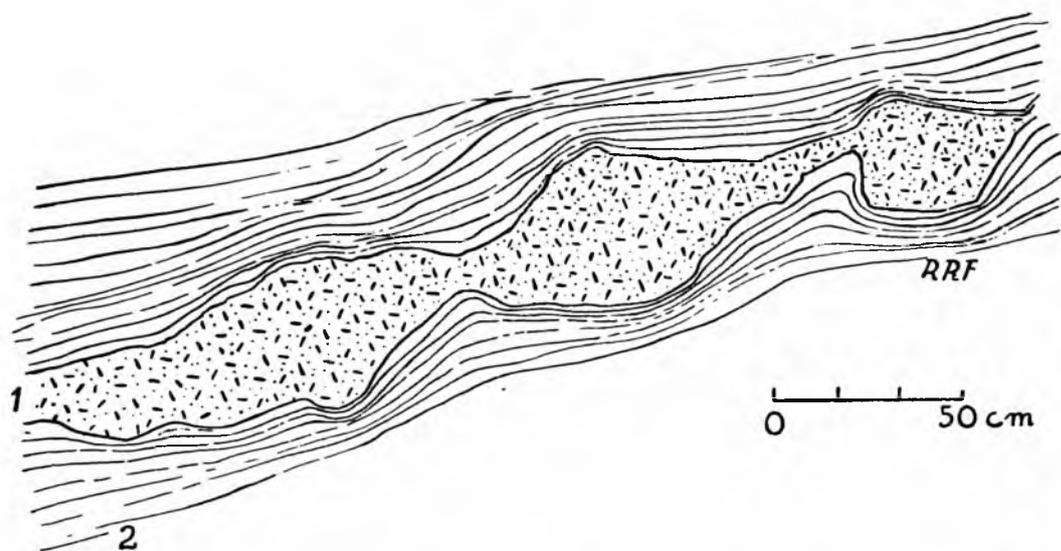


Figura 1 — Gnaisse de estrutura estrangulada (*pinch and swell structure*), via Dutra, Estado do Rio. 1. Microclínio, quartzo e muscovita; 2. Biotita gnaisse

Maiores complicações surgem nas regiões onde ocorrem anfibolitos. Aqui não só existem as já conhecidas dificuldades da determinação de sua origem, como também a dificuldade de estabelecer as corretas relações dos fenômenos de injeção quartzo-feldspato que ocorrem nelas. Referimo-nos, especialmente, ao caso das rochas epidoto anfibolíticas de Guarulhos, SP, objeto de outro estudo que estamos ultimando.

O presente trabalho visa contribuir alguns dados para o esclarecimento de certas estruturas migmatíticas em rochas do litoral da ilha de Santo Amaro, Praia do Tombo, Fig. 2, no Estado de São Paulo.

Foram estudadas duas pedreiras de "Pedreira Santo Amaro Ltda", de propriedade do sr. Manoel Corrêa da Fonseca e trabalhadas desde julho de 1946. Situam-se nas proximidades da cidade de Guarujá e distam uma da outra cêrca de 250m.

Não levaremos em consideração questões de tectonismo. Nossas observações limitaram-se aos fenômenos estritamente ligados à migmatização.

Exame macroscópico

Os planos principais de diaclasamento dirigem-se para N65E e dividem a rocha das pedreiras em blocos tabulares verticais, seccionados algumas vezes pelas diaclases secundárias. Atravessando o corpo da pedreira, em direções que cruzam a diaclase principal, ocorrem veias pegmatíticas de espessuras variadas, contituidas predominantemente de feldspato róseo, albita e quartzo e disseminações de pirita, calcopirita, magnetita, mica e molibdenita. Os cristais de quartzo e feldspato atingem nestes pegmatitos dimensões de até 15cm. Diques e veias de textura aplítica, sacaróide e de coloração róseo-avermelhada são comuns.

No seio da massa principal da rocha das pedreiras — um granito com grandes cristais de feldspato róseo, quartzo e biotita, em certos pontos exibindo textura não orientada e em outros nitidamente orientado — distribuem-se massas escuras, de formas diversas e dimensões que

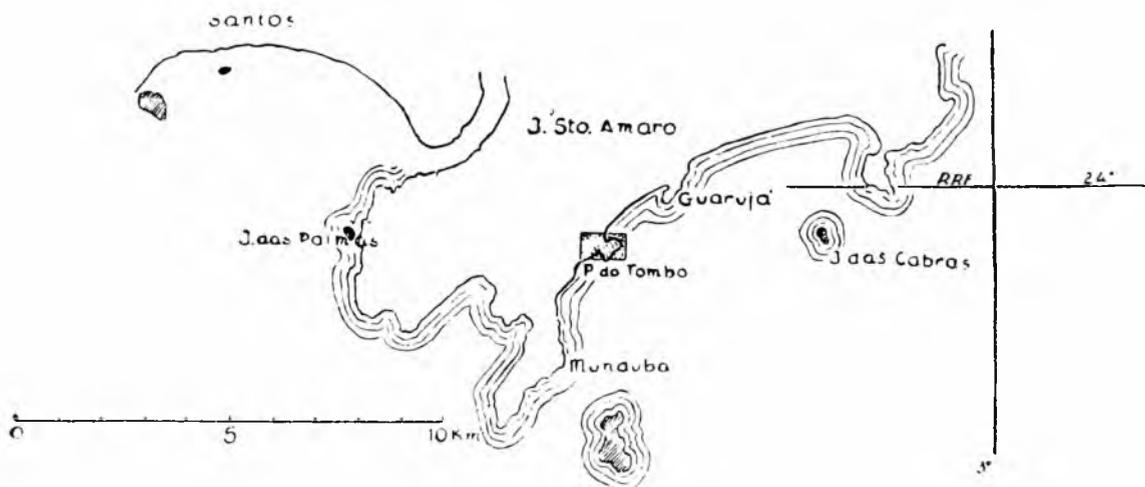


Figura 2

variam de alguns centímetros a muitos metros de comprimento e largura, Figs. 3, 4 e 5. Estas exibem colorações que vão do cinza claro ao preto. Sua direção na massa do granito porfiróide é aproximadamente N60W. Apresentam textura de rocha metamórfica, ora xistosa, ora gnaíssica, a biotita sendo o seu componente mais em evidência. Não fôsse a textura xistosa apresentada por êstes xenólitos e considerando-se somente os inteiramente isolados no granito, poder-se-ia pensar que êles fossem segregações de biotita formadas diretamente do magma granítico no início de sua consolidação. São muitas vezes cortadas por veias cla-

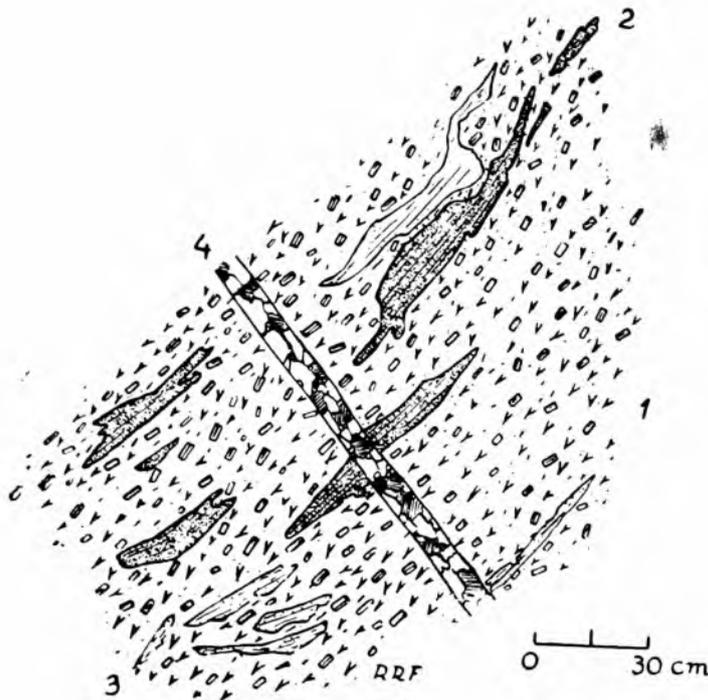
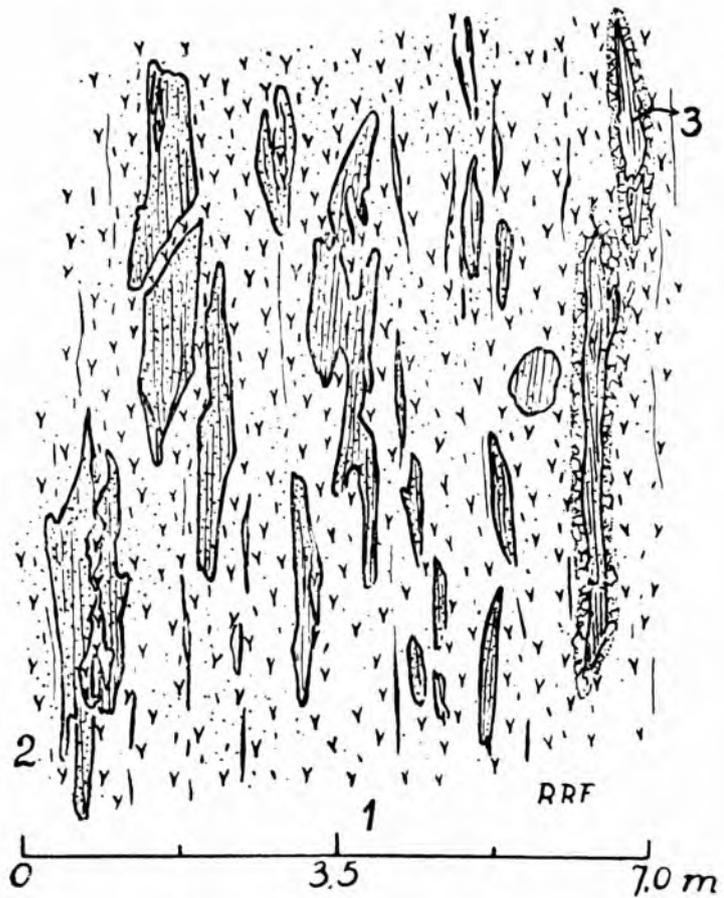


Fig. 3 — Trecho da rocha migmatítica.

- 1 — granito fluidal
- 2 — biotita-hornblenda gnaïsse
- 3 — biotita-hornblenda gnaïsse rico de microclínio
- 4 — dique pegmatítico constituído de quartzo, feldspato róseo e mica

Fig. 4 — Trecho da rocha migmatítica.

- 1 — Granito
- 2 — Biotita-hornblenda gnaïsse
- 3 — Restos do biotita-hornblenda gnaïsse microclínizado e com aureólas ricas de feldspato



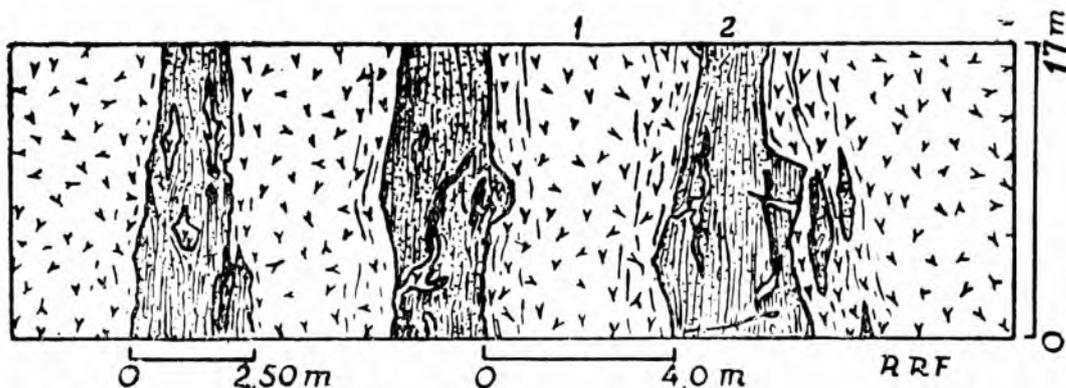


Fig. 5 — Secção principal da pedra. 1 — granito. 2 — Biotita-horblenda gnaisse.

ras (quartzo-feldspato) Algumas massas acham-se circundadas por auréolas mais claras. No interior das massas escuras, principalmente ao longo dos planos de menor resistência, são comuns bem desenvolvidos cristais de pirita, calcopirita, esfero e quartzo. Este último, não raro, apresenta-se sob a forma de cristais lenticulares.

Verifica-se ,ainda macroscòpicamente, em certas regiões do granito, nítida textura orientada, na qual os cristais de feldspato róseo se distribuem com seus planos de geminação (plano 100, lei de Carlsbad) na direção de menor resistência do material escuro, isto é, coincidindo com a direção de gnaissificação.

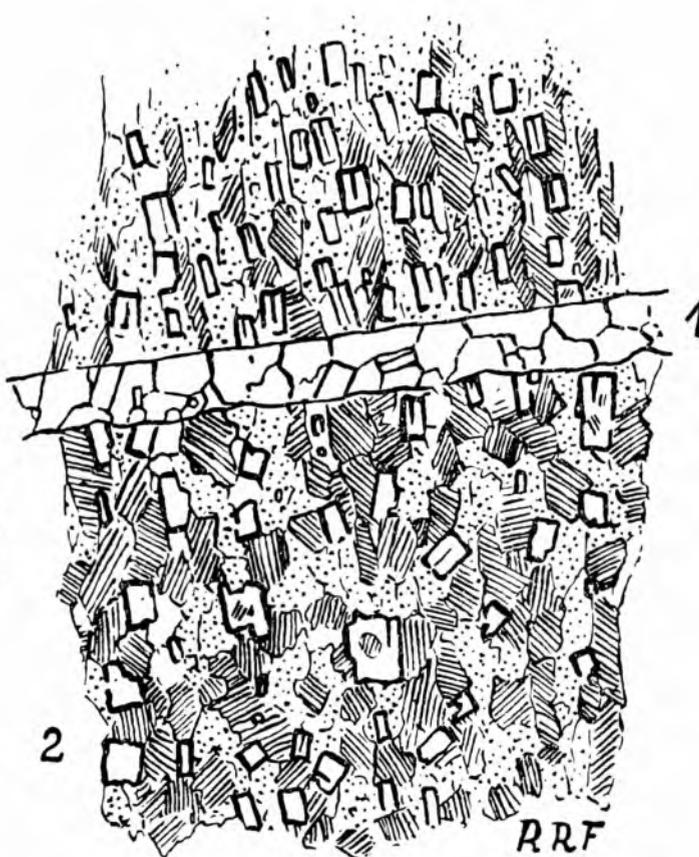
Exame atento ao longo do contacto entre o granito e as veias ou diques de pegmatito revela que o primeiro sofreu modificação não só em sua textura mas também em sua composição mineralógica, pois nota-se evidente enriquecimento do granito em muscovita. Outro fato para o qual tivemos nossa atenção voltada foi para a maior modificação sofrida pelo granito na parte inferior da veia. A formação de mica a partir da veia é mais intensa ao longo dos planos de menor resistência do granito, Fig. 6. A transformação é visivelmente restrita pois a distância máxima medida a partir dos diques pegmatíticos não ultrapassou 35cm. Na faixa de alteração o granito passa a um graisen característico com os feldspatos parcial ou totalmente substituídos por mica e calcita.

Exame microscópico

O exame microscópico de numerosas amostras selecionadas das áreas mais representativas das pedreiras confirmou nossas primeiras idéias.

Trata-se, sem dúvida, de rochas migmatizadas, pois é fácil reconhecer mistura de rochas, sendo o granito um dos componentes, isto é, o metassoma.

Fig. 6 — Dique pegmatítico (1) constituído de quartzo-feldspato potássico e muscovita, em contacto com o granito transformado em gnaiss (2). Pela figura reconhecem-se cristais idiomorfos de microclínio orientados, muscovita e quartzo.



0 20 cm

Biotita-hornblenda gnaiss

As massas escuras, englobadas pelo granito, exibem textura gnaíssica, Fig. 7 Uma dessas massas, a que julgamos menos atingida pela manifestação granítica que aí se estabeleceu, e que apresentava coloração praticamente preta, tinha a seguinte composição mineralógica:

Plagioclásio (oligoclásio-andesina)	44.0
Quartzo	26.0
Biotita	13.0
Hornblenda	7.0
Esfeno	5.0
Apatita, Epídoto, Magnetita, Clorita, Zircão, Ortoclásio	5.0

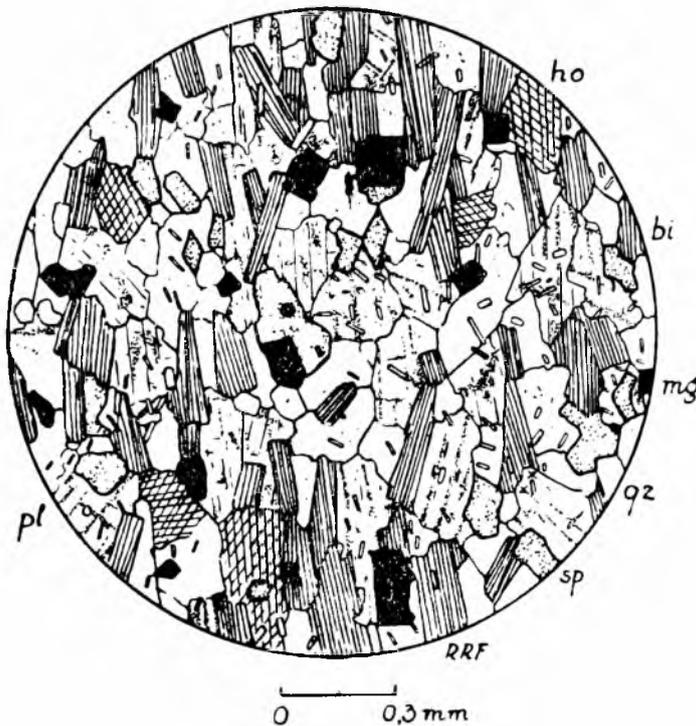


Fig. 7 — Biotita-hornblenda gnaíse não influenciado pelo fluxo granitizante. Notar os minerais seguintes: sp = esfeno; qz = quartzo; mg = magnetita; bi = biotita; ho = hornblenda; pl = plagioclásio. Agulhas e prismas de apatita são visíveis por tôda a extensão da lâmina.

A textura é granoblástica passando em alguns pontos a lepidoblástica xistosa. Os restos do biotita-hornblenda gnaíse atingidos e infiltrados pelo material granítico tornam-se bem mais claros, passando de preto para cinza, até cinza bem claro. Lâminas delgadas dêsse material põem

Fig. 8 — Biotita-hornblenda gnaíse injetado (vênua) de material quartzo-ieldspato-potássico. É fácil verificar na veia qz = quartzo e mi = microclinio. À esquerda, no alto e embaixo à direita, pode-se reconhecer dois cristais de quartzo que incluem poiquilíticamente os minerais constituintes de gnaíse.

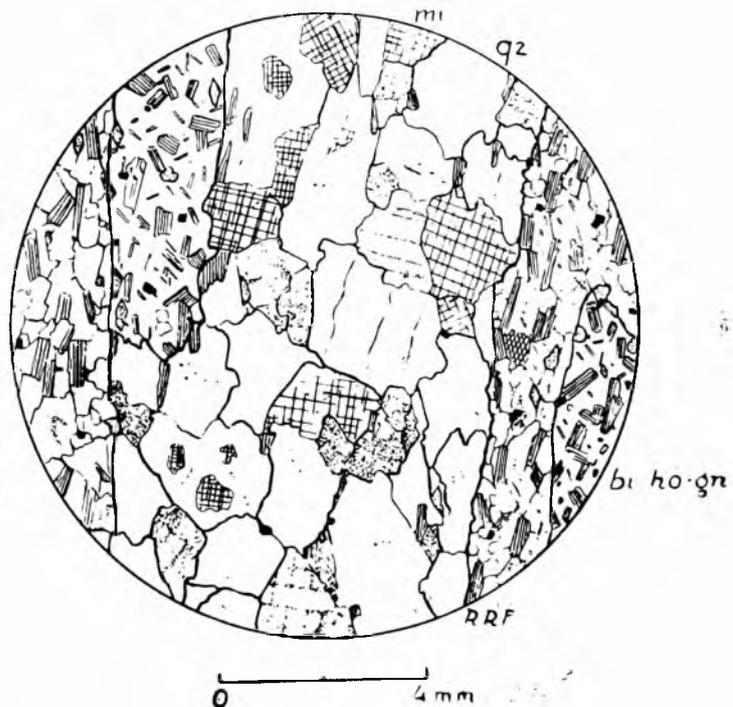




Fig. 9 — Esquema desenhado em camara clara representando o tipo de granito comum nas pedreiras. Verifica-se, pelos grandes cristais de microclínio, sua natureza porfiróide. Os cristais de microclínio atingem dimensões de até 10 cr de comprimento. Estes englobam plagioclásio normal, plagioclásio vermiculado, quartzo e mica. Notar: mi = microclínio; mg = magnetita; pl = plagioclásio; qz = quartzo e bi = biotita.

em evidência a intensa microclinização que aí teve lugar. O biotita-hornblenda gnaisse que praticamente não possui feldspato potássico enriquece-se de microclínio que invade, substitui e engloba o gnaisse, Fig. 8. Restos de quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e esfero englobados no microclínio formado durante a infiltração do material granitizante dão-lhe característica textura poiquilítica. Desenvolvem-se texturas micropegmáticas e mirmequíticas nas áreas injetadas. Os principais elementos para a identificação do que fôra antes o gnaisse (referimo-nos às áreas intensamente injetadas) são o esfero (=titanita) e os cristais de microclínio que englobam os restos dos minerais do gnaisse. Em tais casos paleossoma e metassoma se intermisturam tão intimamente a ponto de formar um granito de granulação fina a média, perfeitamente homogêneo e uniforme, ao mesmo tempo rico de microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e esfero, Fig. 9. O quartzo, que não raramente substitui plagioclásios inalterados e saussuritizados e biotita, é por sua vez substituído por microclínio e feldspato pertítico.

CONCLUSÕES

Embora reconheçamos, pelas evidências de campo e análises petrográficas a existência de numerosas e extensas áreas migmatíticas em rochas pré-cambrianas do complexo cristalino brasileiro, julgamos oportuno

tuno e prudente deixar aberta a questão de sua origem. Dizer que os migmatitos agora estudados tenham se originado exclusivamente por ação de fluxos viscosos de natureza granítica que penetraram o hornblenda-biotita gnaissé seria, provavelmente, incorrer em erro. É bem possível que simultaneamente ao processo de injeção tenham ocorrido fenômenos de refusão, recristalização e substituição. Intercrescimentos gráficos e mirmequíticos, efeitos cataclásticos e textura cristaloblásticas, contactos irregulares, bordos corroidos, minerais alterados invadidos por outros inalterados falam em favor de fenômenos deuteríticos e de substituição.

A nosso ver a sequência de fenômenos teria sido a seguinte:

a) Fluxo de material granítico penetrou hornblenda-biotita gnaissé (é bem possível que este último tivesse sido anteriormente hornblenda-biotita xisto) de origem duvidosa, isto é, se magmática ou sedimentar.

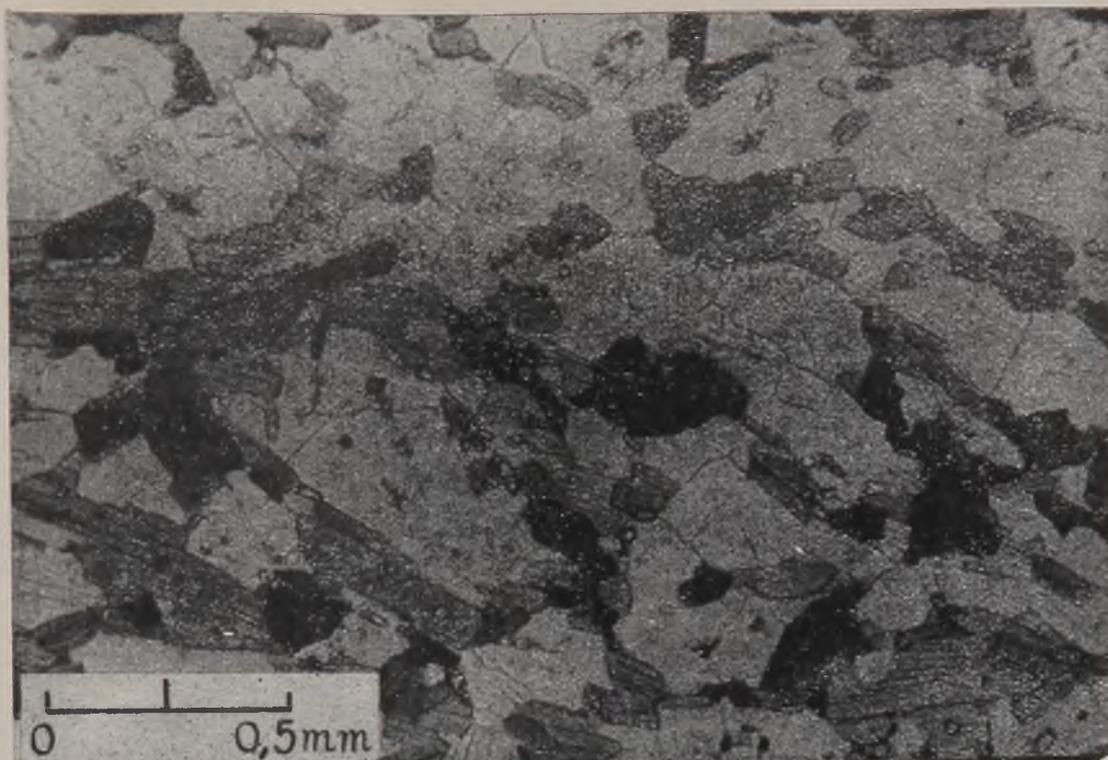
b) Intrusão do hornblenda-biotita gnaissé mais o fluxo granítico por magmas viscosos que formariam massas graníticas não contaminadas pelo material do gnaissé.

c) Formação dos diques de pegmatito que cortam o granito e o hornblenda-biotita anteriormente injetado. Formação das faixas gnaissificadas.

BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T F W (1936), *Structural and Petrologic studies in Dutchess County, New York*: Geol. Soc. America Bull., vol. 47, pp. 803-806, 825-832.
- ESKOLA, P (1932), *On the Principles of Metamorphic Differentiation*: Comm. Geol. Finland Bull. n.º 97, pp. 68-77
- FENNER, C. N (1914), *The Mode and Formation of Certain Gneisses in the Highlands of New Jersey*: Jour. Geology, vol. 22, p. 701.
- GOLDSCHMIDT, V M. (1922), *On the metasomatic processes in silicate rocks*: Economic Geology, vol. XVII, pp. 105-123.
- GUIMARÃES, D. (1937), *Contribuição à Metallogênese do Massiço Brasileiro*: Dep. Nac. Prod. Mineral, Bol. 16, pp. 1-86.
- RAMBERG, H. (1952), *The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*: The University Chicago Press, Chicago U.S.A., pp. 237-270.

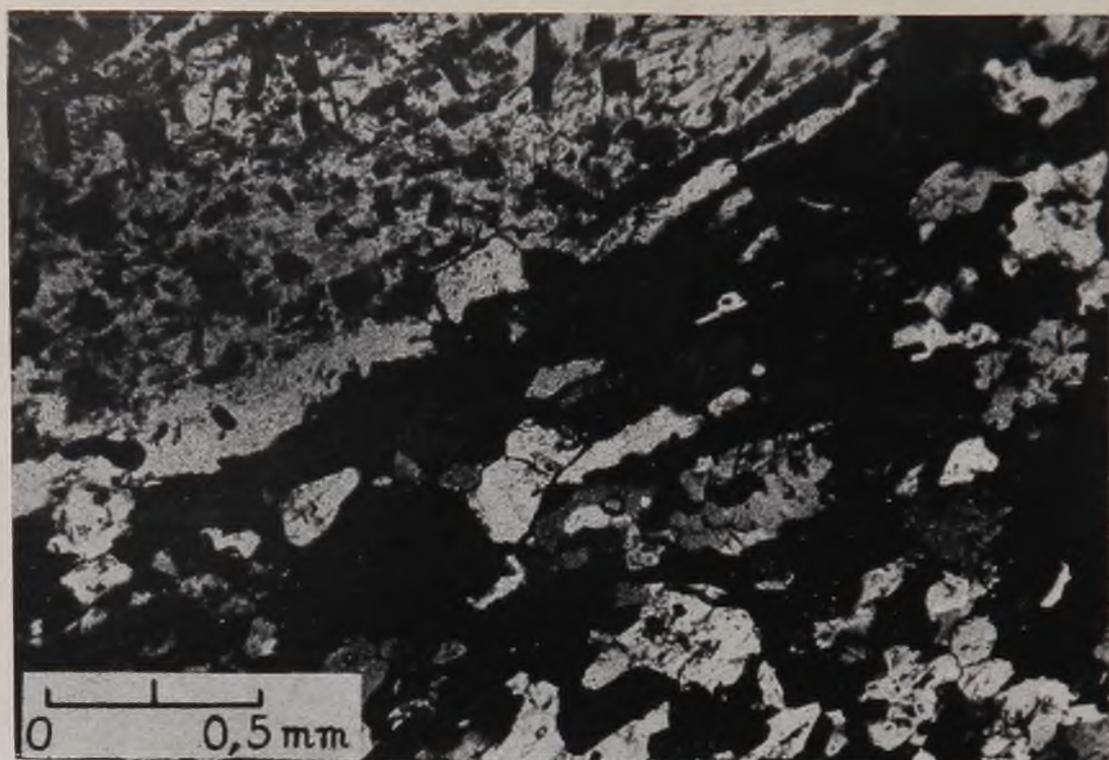
- SEDERHOLM, J J (1926), *On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of South-Western Finland*: Comm. Geol. Finland Bull. n.º 77, pp. 1-143.
- STARK, J T (1935), *Migmatites of the Sawatch Range, Colorado*: Jour. Geology, vol. 43, pp. 1-26.
- TURNER, F J (1948), *Mineralogical and Structure evolution of the metamorphic rocks*: Mem, Geol. Soc. Am., 30.
- TURNER, F J and VERHOOGEN, J. (1951), *Igneous and Metamorphic Petrology*: McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, Toronto Londres.



Fotomicrografia 1 — Biotita-hornblenda gnaiss. Mineral escuro, alto relêvo=esfeno; mineral cinza com traços de clivagem em uma só direção=biotita; minerais incolores=quartzo, ortoclásio+plagioclásio. Agulhas de apatita e cristaisinhos de magnetita são também visíveis na fotografia. Nícois paralelos.



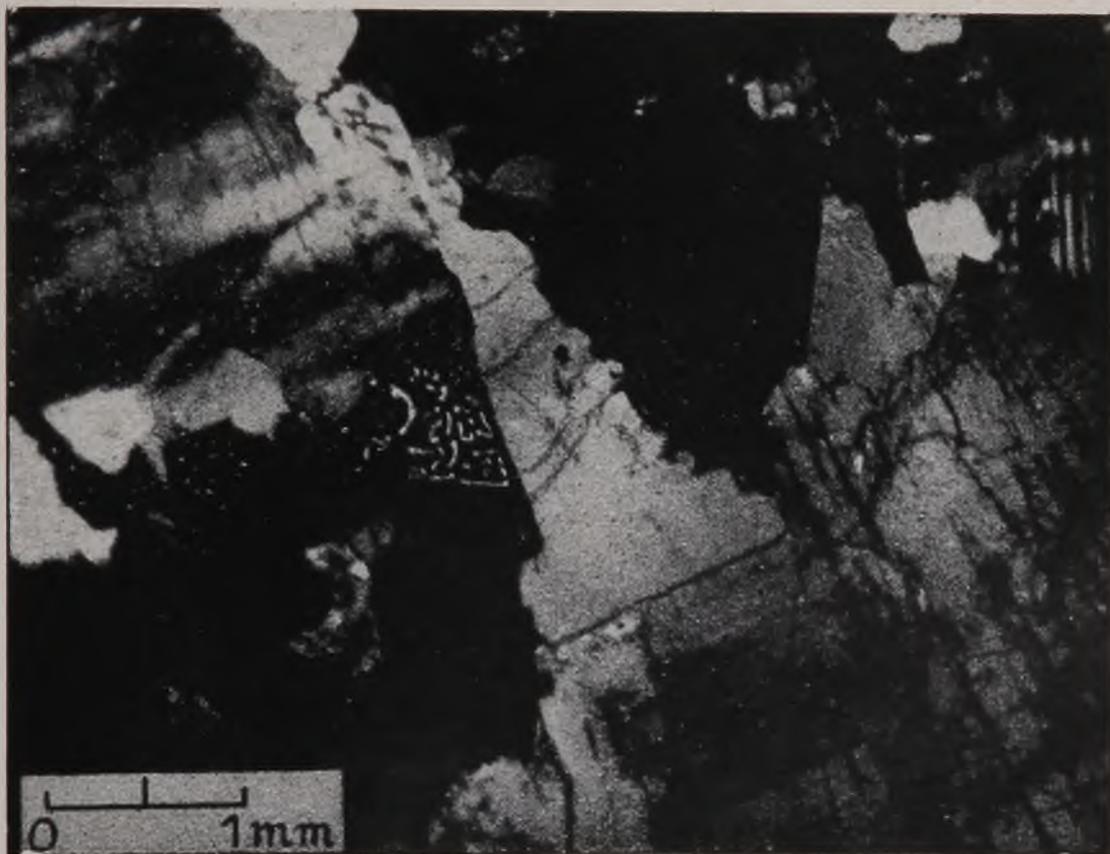
Fotomicrografia 2 — Biotita-hornblenda gnaiss. Na parte superior da fotografia pode ser vista irregular aglomeração de cristaisinhos de biotita, hornblenda, esfeno, apatita e feldspato no interior de um cristal de quartzo que penetrou o gnaiss. Nícois paralelos.



Fotomicrografia 3 — A mesma de n.º 2 com nicois cruzados.



Fotomicrografia 4 — Granito.



Fotomicrografia 5 — Granito. Nesta fotografia são visíveis quartzo, ortoclásio, microclínio plagioclás'io, biotita e um grânulo mirmequítico.

APLICAÇÕES DA TRIGONOMETRIA ESFÉRICA EM PROBLEMAS DA SIMETRIA CRISTALOGRÁFICA

WILLIAM G. R. DE CAMARGO
(da Universidade de São Paulo)

ABSTRACT

The present article deals with the application of elementary spherical trigonometry to solution of symmetry problems. The main purpose of the article is to point out symmetry axis associations, and to show the possibilities and impossibilities of several associations, revealed through spherical trigonometric relations.

The following axis associations have been a matter of study:

a) 6 + 6; b) 4 + 4; c) 2 + 2; d) 6 + 3; e) 6 + 4; f) 6 + 2; g) 4 + 3.

For solution of all the proposed problems only one trigonometric formula has been used:

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos A$$

which is applicable to scalene triangles.

Em trabalho anterior (1) foi estudada a combinação de eixos ternários nos cristais, tendo sido discutido como essa combinação poderia ser resolvida com relativa facilidade por intermédio da trigonometria esférica.

No presente artigo serão tratadas associações de eixos de simetria de outras ordens, recorrendo ao mesmo método trigonométrico. Parte-se de uma dada hipótese, e se esta for incompatível, isto será revelado através das deduções matemáticas, pelo aparecimento de resultados absurdos ou imaginários.

Os seguintes casos de associações serão objeto de análise no presente artigo: a) 6 + 6; b) 4 + 4; c) 2 + 2; d) 6 + 3 e) 6 + 4; f) 6 + 2; g) 4 + 3.

a) *Associação 6 + 6* — Supondo-se um eixo senário vertical e a ele associado um segundo eixo da mesma ordem, fazendo com o primeiro um certo ângulo x , desconhecido, o segundo eixo deve ser repetido seis vezes em um giro de 360° , em virtude da lei de recobrimento. O ângulo de recobrimento é igual a 60° e igual também ao ângulo interno do triângulo esférico formado por três eixos senários vizinhos (fig. 1).

Pela fig. 1, aplicando a fórmula geral da trigonometria esférica para triângulos escalenos, ter-se-á:

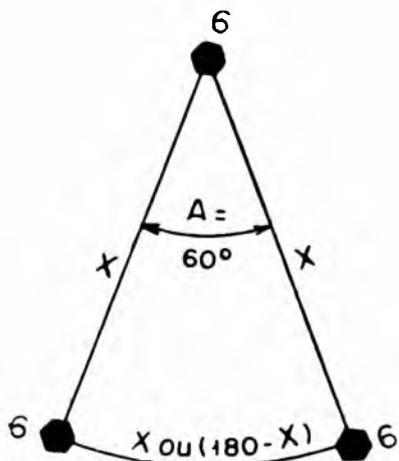


Fig. 1

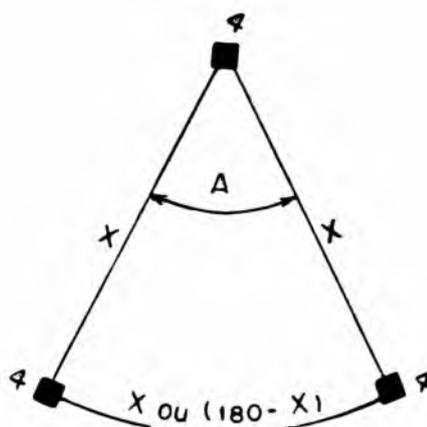


Fig. 2

$$\cos a = \cos b \cos c + \operatorname{sen} b \operatorname{sen} c \cos A \quad (1)$$

$$b = c = x$$

$$a = x \text{ ou } (180^\circ - x)$$

$$A = 60^\circ$$

Por substituição:

$$\pm \cos x = \cos^2 x + \operatorname{sen}^2 x \cos 60^\circ$$

$$\pm \cos x = \cos^2 x + \frac{1}{2} \operatorname{sen}^2 x$$

$$\pm \cos x = \cos^2 x + \frac{1}{2}(1 - \cos^2 x)$$

$$\cos^2 x \pm 2 \cos x + 1 = 0 \quad (2)$$

Resolvendo esta equação trigonométrica (2) do segundo grau:

$$\cos x = \frac{\pm 2 \pm \sqrt{4 - 4}}{2} = +1 \text{ ou } -1$$

$$x = 0^\circ \text{ ou } 180^\circ$$

Conclue-se, por conseguinte, pela existência de um único 6 e qualquer associação entre eixos senários é absurda.

b) Associação 4 + 4 — No caso dos eixos quaternários será feita a mesma suposição inicial imaginada para os eixos senários. Assim, por aplicação da fórmula (1) (fig. 2):

$$\begin{aligned} \pm \cos x &= \cos^2 x + \operatorname{sen}^2 x \cos 90^\circ \\ \pm \cos x &= \cos^2 x \\ \cos^2 x \pm \cos x &= 0 \end{aligned} \tag{3}$$

Resolvendo esta equação (3):

$$\begin{aligned} \cos x &= +1, 0, -1 \\ x &= 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ. \end{aligned}$$

Nos resultados 0° e 180° , haverá existência de um único 4, polar no primeiro caso e bipolar no segundo. Para $x = 90^\circ$, aparecem três eixos quaternários bipolares, em consequência do recobrimento tetrasimétrico (fig. 3)

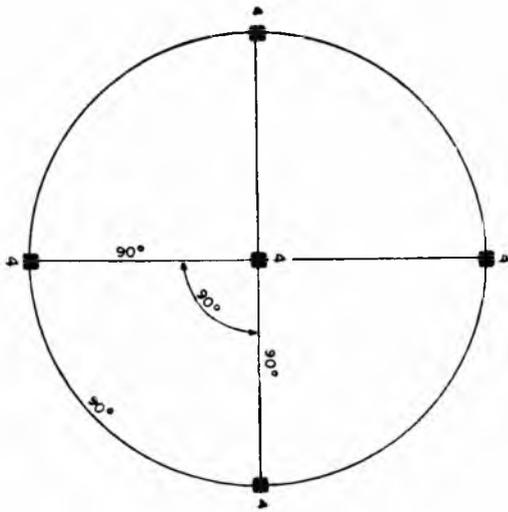


Fig. 3

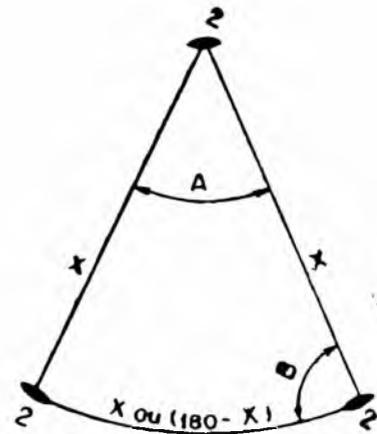


Fig. 4

c) Associação $2 + 2$ — Considerando a fig. 4 e aplicando-se a fórmula (1) novamente:

$$\begin{aligned} \pm \cos x &= \cos^2 x + \operatorname{sen}^2 x \cos 180^\circ \\ \pm \cos x &= \cos^2 x - \operatorname{sen}^2 x \\ 2 \cos^2 x \pm \cos x - 1 &= 0 \end{aligned} \tag{4}$$

Resolvendo esta equação (4):

$$\begin{aligned} \cos x &= +1, -1, +\frac{1}{2}, -\frac{1}{2} \\ x &= 0^\circ, 180^\circ, 60^\circ, 120^\circ \end{aligned}$$

Nos dois primeiros casos deve aparecer um único 2, polar e bipolar respectivamente. Quando $x = 60^\circ$, dois casos são possíveis: 1- sistema hexagonal, nas classes onde ocorrem seis eixos binários (três de uma espé-

cie e três de outra) (fig. 5); 2- sistema monométrico, nas classes que possuem seis 2 equivalentes, (fig. 6) Para $x = 120^\circ$, o caso representa o sistema trigonal, quando ocorrem três 2 polares (fig. 7)

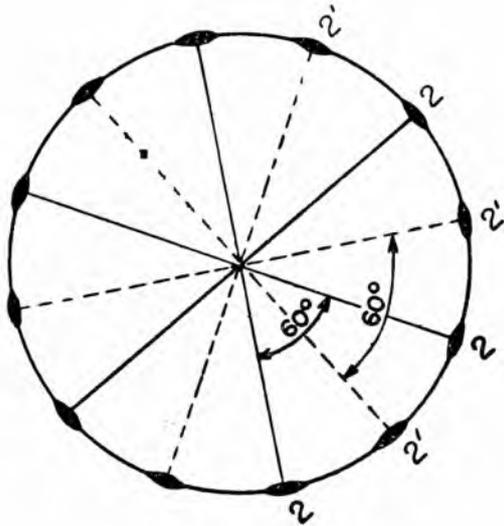


Fig. 5

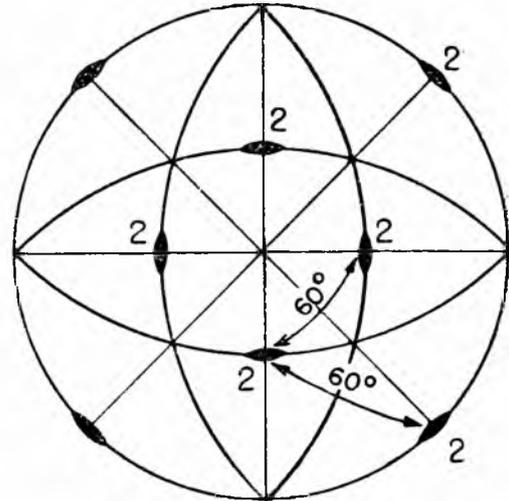


Fig. 6

Existem ainda classes de simetria, onde aparecem eixos binários ortogonais. São certas classes de simetria do sistema monométrico (da pirita com grau de simetria $m\bar{3}$ e da ullmanita com grau de simetria 23) e algumas classes do sistema rômico (da barita, mmm , e da epsomita, 222).

Para provar a ortogonalidade dos eixos binários nestes casos, deverá ser seguido caminho inverso daquele utilizado até agora. Antes conhecia-se A e procurava-se x ; agora será admitido um valor para x e A será calculado. Pela simetria, verifica-se posteriormente a viabilidade da hipótese. Considerando a fig. 4:

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos A$$

$$a = x \text{ ou } (180^\circ - x)$$

$$b = c = x = 90^\circ$$

$$\cos x = \cos^2 x + \sin^2 x \cos A$$

$$\cos 90^\circ = \cos^2 90^\circ \cos A$$

$$\cos A = 0$$

$$A = 90^\circ$$

O ângulo A entretanto, não deve aqui ser considerado como período do eixo binário, que continua e deve ser 180° . A deve constituir apenas o ângulo interno do triângulo esférico, formado por três eixos binários imediatamente vizinhos. No sistema rômico, os três eixos são de espécies diferentes, e no sistema monométrico, embora os três 2 sejam equivalentes e da mesma espécie, a configuração completa do grau de simetria, o qual ainda pode envolver a presença de eixos ternários polares, assegura o período de 180° para os eixos binários (fig. 8 e 9).

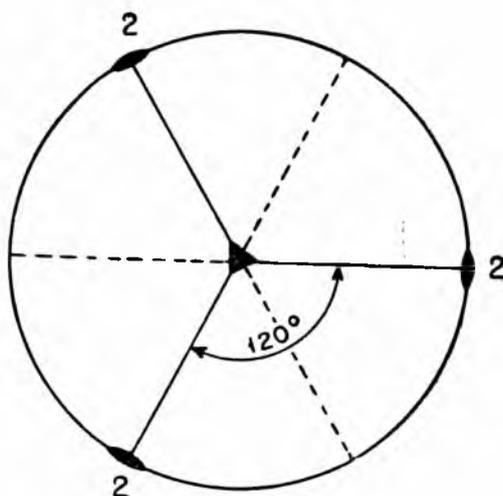


Fig. 7

d) Associação $6 + 3$ — O ângulo entre dois eixos ternários, como já foi deduzido em artigo anterior (1):

$$y = 0^\circ, 180^\circ, 109^\circ 28' 16''$$

Aplicando a fórmula (1) ao triângulo da fig. 10:

$$\cos y = \cos^2 x + \frac{1}{2} \operatorname{sen}^2 x$$

porque $A = 60^\circ$ e $\cos 60^\circ = \frac{1}{2}$

$$\cos y = \cos^2 x + \frac{1}{2} (1 - \cos^2 x)$$

$$\cos^2 x = 2 \cos y - 1$$

$$\cos^2 x + 1 = 2 \cos y$$

Dando valores sucessivos a y ($0^\circ, 180^\circ, 109^\circ 28' 16''$), teremos:

$$\cos^2 x + 1 = 2 \cos 0^\circ$$

$$\cos x = \pm 1 \quad x = 0^\circ \text{ ou } 180^\circ$$

$$\cos^2 x + 1 = 2 \cos 180^\circ$$

$$\cos^2 x = -3$$

$$\cos x = \text{imaginário}$$

$$\cos^2 x + 1 = 2 \cos 109^\circ 28' 16''$$

$$\cos^2 x + 1 = 2 \quad -0,3334$$

$$\cos^2 x = -1,6668$$

$$\cos x = \text{imaginário}$$

No primeiro caso ($x = 0^\circ$ ou 180°), 6 deve coincidir com 3, hipótese esta redundante, pois o eixo senário pode funcionar como ternário. As duas outras hipóteses são absurdas, em virtude dos resultados imaginá-

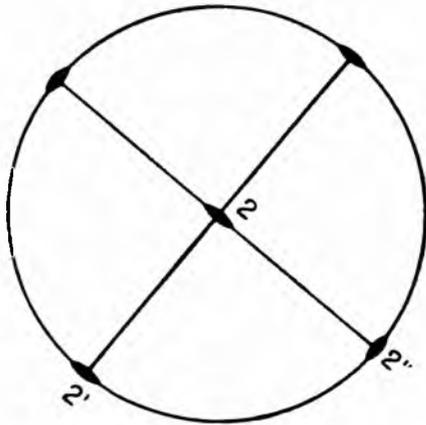


Fig. 8

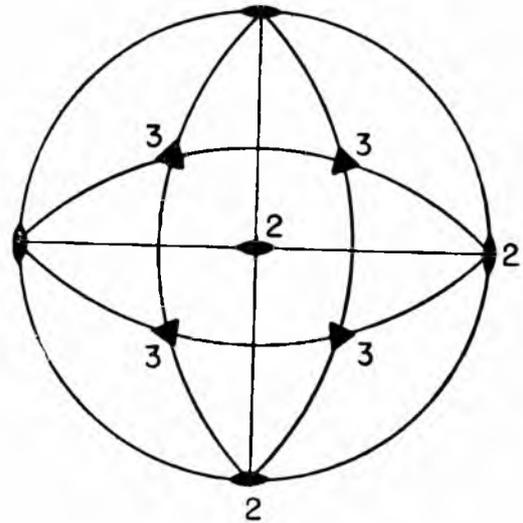


Fig. 9

rios. A conclusão final é pela impossibilidade dentro da simetria cristalográfica da associação de eixo senário com ternário.

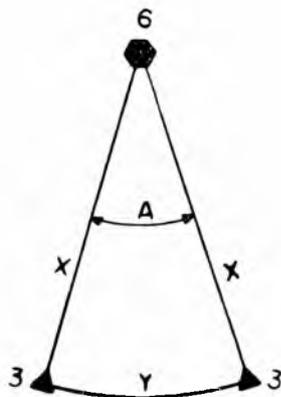


Fig. 10

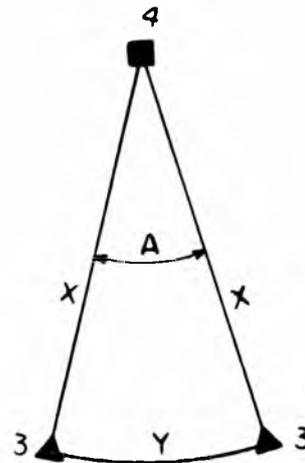


Fig. 11

e) Associação 6 + 4 — Por nova aplicação da fórmula (1):

$$\cos y = \cos^2 x + \sin^2 x \cos A$$

$$\cos y = \cos^2 x + \frac{1}{2} \sin^2 x$$

$$\begin{aligned} \cos y &= \cos^2 x + \frac{1}{2} (1 - \cos^2 x) \\ 2 \cos y &= \cos^2 x + 1 \end{aligned} \quad (5)$$

Os valores possíveis de y , ângulo 4-4 são 0° , 180° , e 90° . Substituindo estes valores na equação (5):

$$\begin{aligned} 2 \cos 0^\circ &= \cos^2 x + 1 \\ \cos^2 x &= 1 \\ \cos x &= \pm 1 \quad x = 0^\circ \text{ ou } 180^\circ \\ 2 \cos 180^\circ &= \cos^2 x + 1 \\ \cos^2 x &= -3 \\ \cos x &= \text{imaginário} \\ 2 \cos 90^\circ &= \cos^2 x + 1 \\ \cos^2 x &= -1 \\ \cos x &= \text{imaginário} \end{aligned}$$

Nos três casos os resultados são absurdos. No primeiro por incompatibilidade, pois um eixo senário não pode ser ao mesmo tempo um quaternário, e nos demais pelos resultados imaginários.

f) Associação 6 + 2 — Foi visto anteriormente que o ângulo y , entre dois eixos binários poderia assumir os seguintes valores: 0° , 60° , 90° , 120° e 180° Por aplicação da fórmula (1):

$$\begin{aligned} \cos y &= \cos^2 x + \frac{1}{2} \sin^2 x \\ \cos^2 x &= 2 \cos y - 1 \end{aligned} \quad (6)$$

Substituindo os valores possíveis de y nesta equação (6):

$$\begin{aligned} \cos^2 x &= 2 \cos 0^\circ - 1 \\ \cos^2 x &= 1 \\ \cos x &= \pm 1 \quad x = 0^\circ \text{ ou } 180^\circ \\ \cos^2 x &= 2 \cos 60^\circ - 1 \\ \cos^2 x &= 2 \cdot \frac{1}{2} - 1 \\ \cos x &= 0 \quad x = 90^\circ \\ \cos^2 x &= 2 \cos 90^\circ - 1 \\ \cos^2 x &= -1 \\ \cos x &= \text{imaginário} \\ \cos^2 x &= 2 \cos 120^\circ - 1 \\ \cos^2 x &= -2 \cdot \frac{1}{2} - 1 \\ \cos^2 x &= -2 \\ \cos x &= - \text{imaginário} \\ \cos^2 x &= 2 \cos 180^\circ - 1 \\ \cos^2 x &= -3 \\ \cos x &= \text{imaginário} \end{aligned}$$

Em tôdas as substituições, sômente as duas primeiras são viáveis. No primeiro caso deveria haver coincidência de 6 com 2, o que constitui uma redundância, pois o eixo senário pode funcionar como binário. No segundo caso, o ângulo 6-2 deve ser igual a 90° , fato que sucede no sistema hexagonal.

g) Associação 4 + 3 — Considerando a fig. 11, o ângulo 3-3 (y) apenas pode assumir os seguintes valores: 0° , 180° , e $109^\circ 28' 16''$. O ângulo interno A é igual a 90° , em virtude do período do eixo 4.

Aplicando-se a fórmula (1):

$$\pm \cos y = \cos^2 x + \sin^2 x \cos A$$

$$\pm \cos y = \cos^2 x$$

Substituindo os valores possíveis de y nesta última equação:

$$\pm \cos 0^\circ = \cos^2 x$$

$$\cos^2 x = \pm 1$$

$$\cos^2 x = +1 \quad x = 0^\circ$$

$$\cos^2 x = -1 \quad x = \text{imaginário}$$

$$\pm \cos 180^\circ = \cos^2 x$$

$$\cos^2 x = \pm 1$$

$$\cos^2 x = +1 \quad x = 0^\circ$$

$$\cos^2 x = -1 \quad x = \text{imaginário}$$

$$\pm \cos 109^\circ 28' 16'' = \cos^2 x$$

$$\cos^2 x = \pm 0,3334$$

$$\cos^2 x = +0,3334 \quad x = 54^\circ 44' 09''$$

$$\cos^2 x = -0,3334 \quad x = \text{imaginário}$$

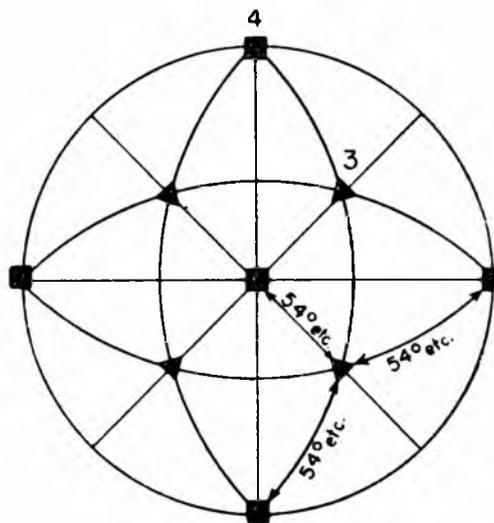


Fig. 12

Dos resultados obtidos ,apenas dois se mostram viáveis. Porém, quando $x = 0^\circ$, embora a solução matemática esteja certa, existe incompatibilidade, pois em tal caso deveria ser admitida a coincidência de 4 com 3, o que constitui um absurdo. O único ângulo possível, portanto, entre um eixo quaternário e um ternário é $54^\circ 44' 08''$ (fig. 12)

Qualquer que seja, por conseguinte a associação entre eixos de simetria imaginada, tal associação poderá ser confirmada ou rejeitada por dedução matemática, aplicando-se simplesmente uma fórmula elementar da trigonometria esférica.

Referências bibliográficas

1. CAMARGO, W.G.R. — *Associação de eixos ternários na simetria cristalográfica*, Ciência e Cultura — vol. 6, n. 3, 1954, pg. 132.
2. HAMMOND, J.R. — (1934) — *Concise spherical trigonometry*.
3. NIGGLI, P — (1919) — *Geometrische Kristallographie des Diskontinuums*.
4. NIGGLI, P — (1924) — *Lehrbuch der Mineralogie*.

ARSENOPIRITA DE JUCA VIEIRA, CAETÉ, MINAS GERAIS, BRASIL

RUI RIBEIRO FRANCO e WILLIAM G.R. de CAMARGO
(Da Universidade de São Paulo)

ABSTRACT

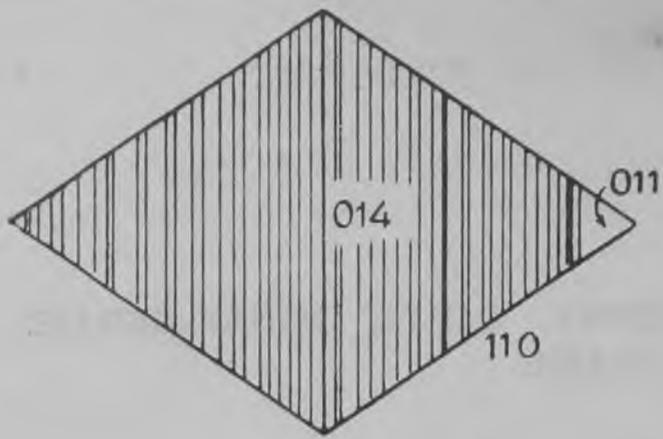
Well-formed arsenopyrite crystals occur included into sericite talc schists, associated with pyrite. The arsenopyrite, commonly twinned after (101) and (110), shows the following crystallographic forms: (110), (014) and more rarely (001) and (011). The arsenopyrite is frequently fractured, exhibiting inclusions of euhedral pyrite crystals, which probably have been formed through replacement by penetration of forming solutions into the arsenopyrite small cracks.

Na mina de ouro Juca Vieira, município de Caeté, Estado de Minas Gerais, ocorrem cristais de arsenopirita e pirita que, associados ao quartzo, penetram sericita-talco xistos segundo suas direções de menor resistência.

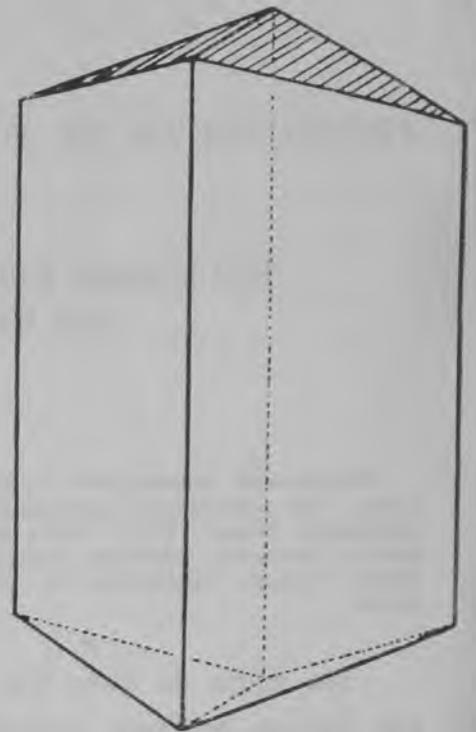
Arsenopirita e pirita ocorrem sob a forma de cristais bem formados, ora isoladamente, ora formando agregados irregulares. A arsenopirita apresenta-se comumente em geminados. A pirita, não raro, encontra-se inteiramente limonitizada, enquanto a arsenopirita mostra suas faces brilhantes e inalteradas.

Os cristais de arsenopirita, comumente não ultrapassando 1 centímetro de diâmetro, apresentam-se de hábito simples sendo constituídos, de preferência pelas formas (110)*, (014) e mais raramente (001) e (011), Figs. 1, 2, 3, 4 e 7. Mesmo nos indivíduos geminados o hábito é ainda muito simples. Crescimentos paralelos são relativamente frequentes, Fig. 2. Característica e constante é a estriação das faces correspondentes ao prisma horizontal (014). O desenvolvimento desigual dos prismas vertical e horizontal dão aos cristais formas ora achatadas, Fig. 3, ora alongadas, Fig. 4.

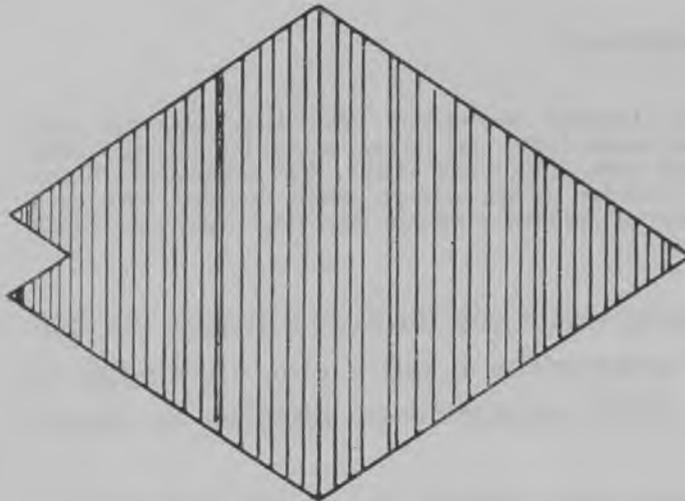
* Seguindo a nova orientação, que visa facilitar a impressão, escreveremos os símbolos de formas entre parêntesis e os símbolos de faces sem qualquer assinalação especial.



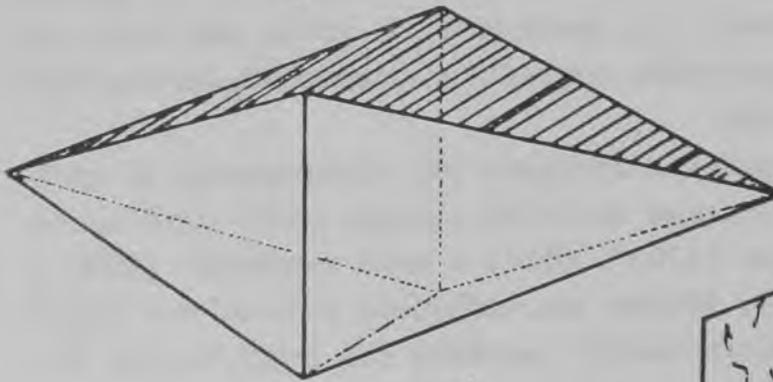
1



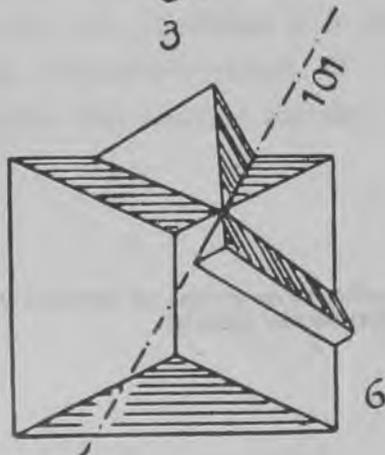
4



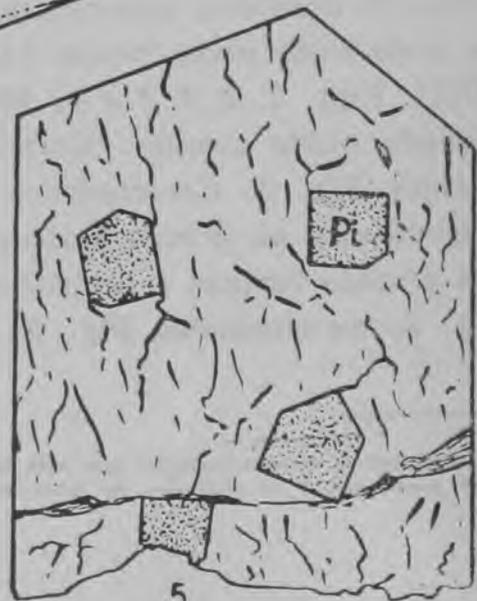
2



3



6



5

Os geminados são essencialmente de dois tipos: segundo (101) e segundo (110), Figs. 6 e 7. Predominam, nitidamente, os primeiros.

Cristais de arsenopirita observados ao microscópio de reflexão, em secções polidas, revelam fendilhamento muito pronunciado em várias direções, Fig. 5. Inclusões de cristais idiomorfos de pirita são comuns na arsenopirita. Estas inclusões ter-se-iam formado por metassomatismo, as soluções formadoras tendo penetrado a arsenopirita através de suas fendas. O caráter idiomorfo da pirita deve-se, provavelmente, à grande força de cristalização deste mineral. Uma das evidências mais importantes da substituição da arsenopirita pela pirita é o fato deste último mineral ser encontrado, com frequência, ao lado de fendas. Outra evidência reside na falta de fendilhamento pronunciado nos cristais de pirita.

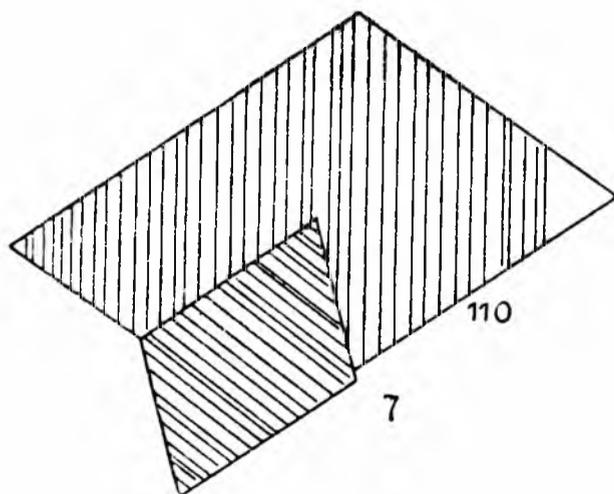


Fig. 7 — Este tipo de geminação foi encontrado somente em três cristais de uma partida de 380.

O exame microquímico foi realizado com o CsCl sólido. Em primeiro lugar alguns fragmentos microscópicos de arsenopirita foram colocados sobre uma lâmina e atacados a quente sobre chama de álcool, com HNO_3 1:1. O resíduo insolúvel foi atacado com HCl 1:5 e em seguida foi adicionado pequeno fragmento de clorêto de céσιο. Com evaporação formaram-se cristais amarelo-castanho na periferia da gota, de clorêto duplo céσιο e ferro, o que denuncia a presença do elemento ferro. O teste microquímico foi realizado, entretanto, mais com a finalidade de verificar possível existência de cobalto. Porém, não se formaram os cristais típicos, azuis, de clorêto duplo de céσιο e cobalto, fato que comprova ausência de Co, mesmo em pequenas proporções.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao prof. dr Djalma Guimarães as amostras do material objeto dêste estudo.

BIBLIOGRAFIA

- DANA, J D. (1920), *The System of Mineralogy*: pg. 97.
HINTZE, C. (1904), *Handbuch der Mineralogie*: Bd. I, pg. 833.
PALACHE, C., BERMAN, H., FRONDEL, C. (1944): *The System of Mineralogy*: v I, pg. 315.
SHORT, M. N (1948), *Microscopic determination of ore minerals*: Bull. U S. Geol. Surv. 914.

SÔBRE UMA ROCHA COM ESCAPOLITA DE ACOPIÁRA, ESTADO DO CEARÁ

RUI RIBEIRO FRANCO
(Universidade de São Paulo)

ABSTRACT

This paper deals with a lime-magnesia-silicate-rock produced by metamorphic, metassomatic, and pneumatolytic metamorphism. Especial attention is given to the mineralogical composition and the production of scapolite. Apatite, a common associate of scapolite occurs scarcely in the rock.

This scapolitized lime-silicate-rock occurs in a belt formed by carbonate rocks.

RESUMO

O autor descreve e analisa exemplar de rocha calco-silicática da região de Acopiára, Estado do Ceará. Os constituintes principais: diopsídio, feldspatos, β -zoisita apresentam-se em boa parte substituídos por escapolita. Embora o autor não tenha feito observações "in situ" deduz, pela presença na região de Acopiára de calcários, dolomitos e rochas com magnesita, que a rocha escapolitizada originou-se em consequência de fenômenos de metamorfismo termal e metassomático.

INTRODUÇÃO

Esta nota preliminar dá conta de um exemplar de rocha que nos foi enviado para estudo pelo sr. Fausto Magalhães, residente em Fortaleza, Ceará, Brasil. Procede da localidade de Acopiára, Estado do Ceará, região próxima de Iguatu, onde ocorrem extensas jazidas de calcários, dolomitos e rochas magnésíticas.

Publicamos o resultado de nossas observações por termos verificado tratar-se de rocha "sui generis" no Brasil, se levarmos em consideração a sua composição mineralógica e textura. Não pudemos fazer verificações "in situ" sôbre as relações de campo. Julgamos, entretanto, oportuno, lembrar que associações como a descrita a seguir, são comuns em rochas calcárias que sofreram metamorfismo termal e fenômenos pneumatolíticos com introdução de cloro ou fluor

AGRADECIMENTOS

O autor agradece aos que prestaram colaboração no decorrer d'êste trabalho: Dr José Moacyr Viana Coutinho pelas sugestões apresentadas; Sr. Oscar G. Campiglia pela execução das fotomicrografias; Srs. Deocleciano Soares de Araujo e Italo Bello pela confecção das lâminas delgadas que possibilitaram as várias fases do trabalho e à Companhia Paulista de Mineração por ter providenciado gentilmente, a análise química da rocha estudada.

MORFOLOGIA

A rocha na observação macroscópica apresenta-se de côr branco-acinzentado, massiça, exibindo em algumas regiões minerais de aspecto fibroso e lamelar. Listas sub-paralelas e manchas de coloração cinza menos regulares na distribuição, denunciam que a rocha não é homogênea Fig. 1.

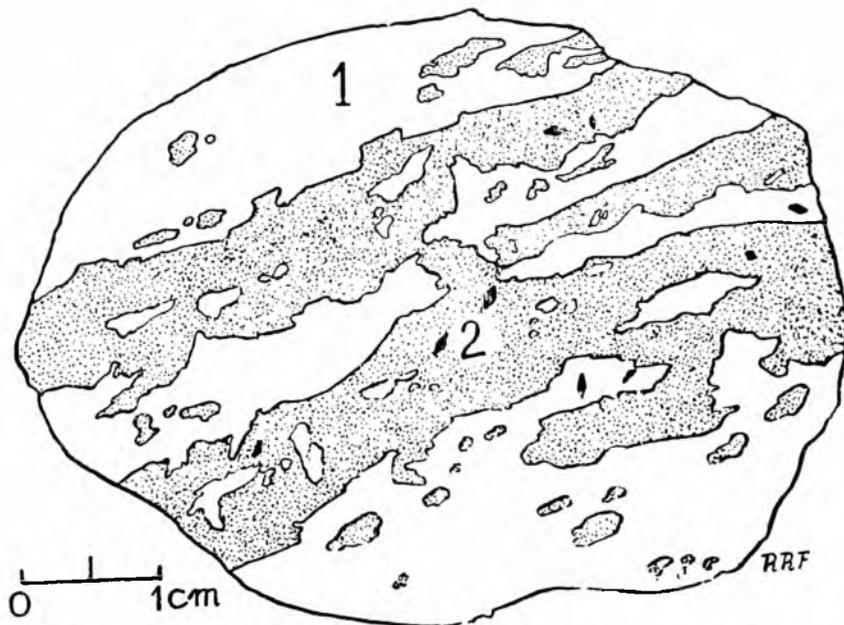


Fig. 1 — Secção polida da rocha com escapolita. Acopiára, Ceará. As áreas brancas (1) representam as faixas ou regiões onde há predominância de escapolita. As áreas (2) representam as faixas com diopsídio. Os pontos escuros de forma losangular são cristais idiomorfos de titanita.

Mesmo sem lupa é fácil verificar, embora escassos, pequenos cristais escuros, de forma navicular ou achatada. Não nos foi possível isolar cristais individuais. A rocha é resistente ao choque e apresenta dureza ao redor de 5,5. O peso específico resultou 2,88. Ao contacto com ácido clorídrico diluído, 1:1, mesmo sem triturar, há efervescência à maneira da calcita.

TEXTURA

O exame microscópico revelou ser a rocha constituída predominantemente de escapolita e diopsídio. Seguem, em ordem de importância, microclínio e plagioclásio cálcico (andesina-labradorita). Minerais subordinados são a titanita, a apatita e a β -zoisita, Figs. 2 e 3. As faixas claras já referidas na Fig. 1, correspondem às regiões em que há predominância de diopsídio sobre a escapolita. Este último mineral forma as faixas cinzentas, de brilho ora vítreo, ora leitoso.

Escapolita — Os índices de refração determinados pelo método de imersão: N_{ω} -1,578, N_{ϵ} -1,555, definem a variedade como mizzonita ($Me_{70} Ma_{30}$). Apresenta-se, não raro, em cristais xenomórficos. Inclui, comumente, cristais globulares de microclínio e plagioclásio cálcico (andesina-labradorita), diopsídio e β -zoisita.

Diopsídio — Ocorre, ora em cristais idiomorfos, ora em cristais ripiformes ou grânulos arredondados. É incolor.

Microclínio e plagioclásio cálcico: Estes dois minerais ocorrem, comumente, sob a forma de grânulos de superfícies arredondadas e de maneira geral incluídos ou cercados por escapolita e diopsídio. Cristais maiores, não incluídos na escapolita e de formas irregulares são menos frequentes. Não se mostram alterados.

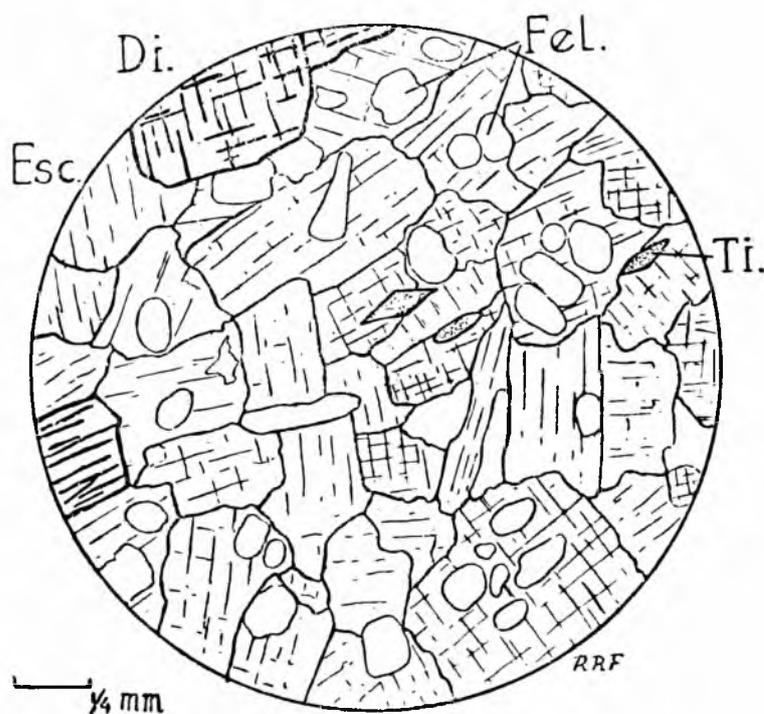


Fig. 2 — Seção delgada de parte rica de escapolita (Esc.). (Ver Fig. 1). Notam-se três cristais de diopsídio (Di.) e três de titanite (Ti.). Os cristais de escapolita incluem grânulos arredondados de microclínio e plagioclásio cálcico-sódico (Fel.).

Titanita, Apatita e β -zoisita: Disseminados pela rocha, na maior parte idiomorfos, ocorrem esparsos cristais d'esses três minerais.

Análise química da rocha

forneceu, os seguintes resultados:

SiO ₂	—	51.0%
Al ₂ O ₃	—	17.3
Fe ₂ O ₃	—	0.6
FeO	—	0.9
MgO	—	6.8
CaO	—	18.3
Na ₂ O	—	2.7
K ₂ O	—	1.0
H ₂ O-	—	0.1
CO ₂	—	0.1
Cl	—	0.3
TiO ₂	—	traços
SO ₃	—	ausente
F	—	ausente
P.F	—	0.7
		—————
		99.8%

Analista: Henrique H. Faber

substitui (em menor escala) o microclínio. Bordos de reação entre diopsídio, feldspato e β -zoisita e a escapolita são frequentes por toda a rocha (Fig. 8). A falta de inclusões de feldspatos no diopsídio (geralmente idiomorfo), a sua alteração em material microcristalino, permitem deduzir que o diopsídio foi o primeiro mineral a se formar durante o fenômeno metamórfico. Sua alteração pode estar ligada às soluções que deram origem aos feldspatos e também aos agentes fluidos responsáveis pela escapolitização d'esses minerais.

CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS

A julgar pelo estudo microscópico, principalmente a textura e associação mineralógica, aventamos a hipótese de se tratar de rocha que sofreu, pelo menos, dois tipos de metamorfismo — um responsável pela formação de diopsídio e feldspatos a partir do calcário impuro e outro que possibilitou a conversão d'esses minerais (principalmente microclínio e plagioclásio) em escapolita. O fenômeno de escapolitização não foi total, como pode ser visto nas Figs. 2 e 3, que mostram os restos de feldspatos e diopsídio, geralmente arredondados, no interior dos cristais de escapolita. β -zoisita parece ter assumido papel similar ao da escapolita, pois também

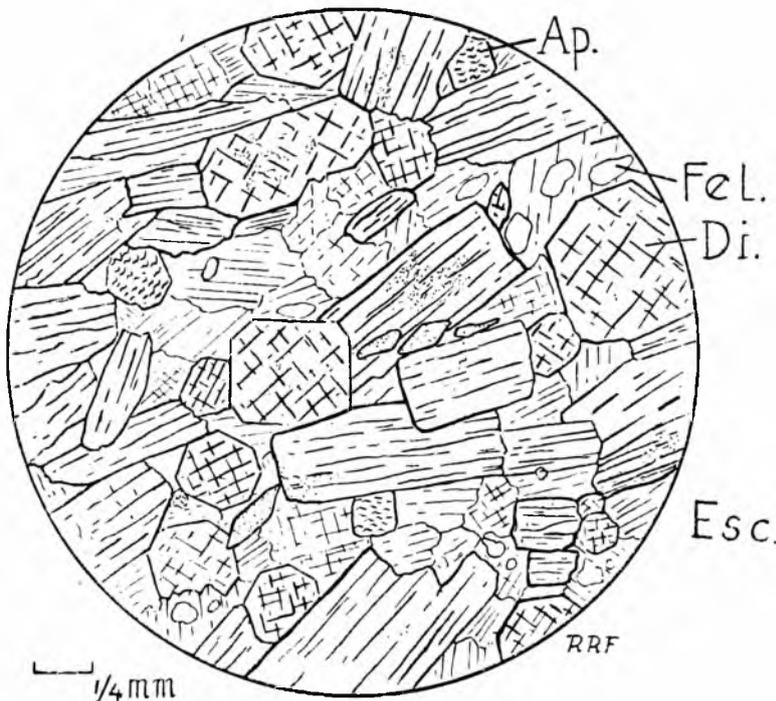


Fig. 3— Seção delgada da parte rica de diopsídio (Di.) (ver Fig 1). Notar a predominância deste mineral sobre a escapolita (Esc.) Apatita (Ap.) ocorre, de preferência nessa faixa, Feldspato (microclínio e andesina-labradorita) indicado por Fel.

O alto teor de cálcio e magnésio; a presença de cristais de calcita como mineral normal da rocha (Fig. 6), mesmo em quantidade mínima e a associação diopsídio-andesina-labradorita-microclínio fornece elementos para concluir que a rocha que se converteu parcialmente em escapolita é um “skarnito” calco-silicático.

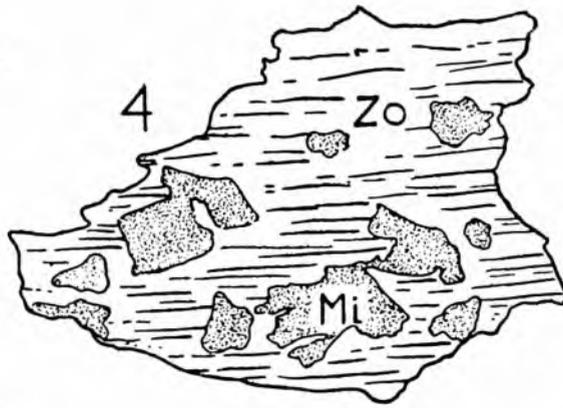
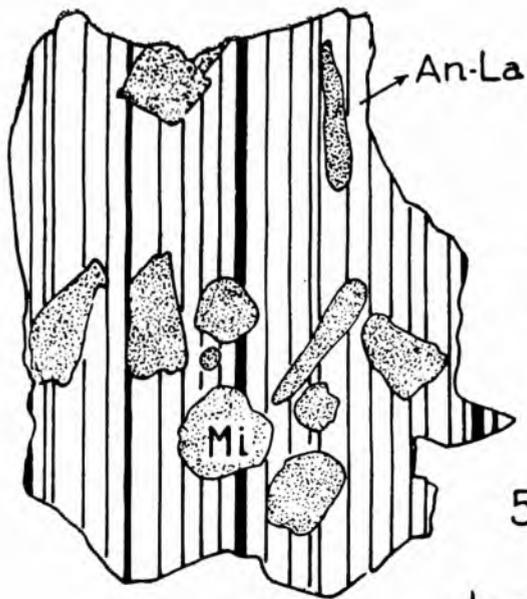
A ampla documentação em gravuras é apresentada como contribuição para estudo de futuras ocorrências de rochas do mesmo tipo.

BIBLIOGRAFIA

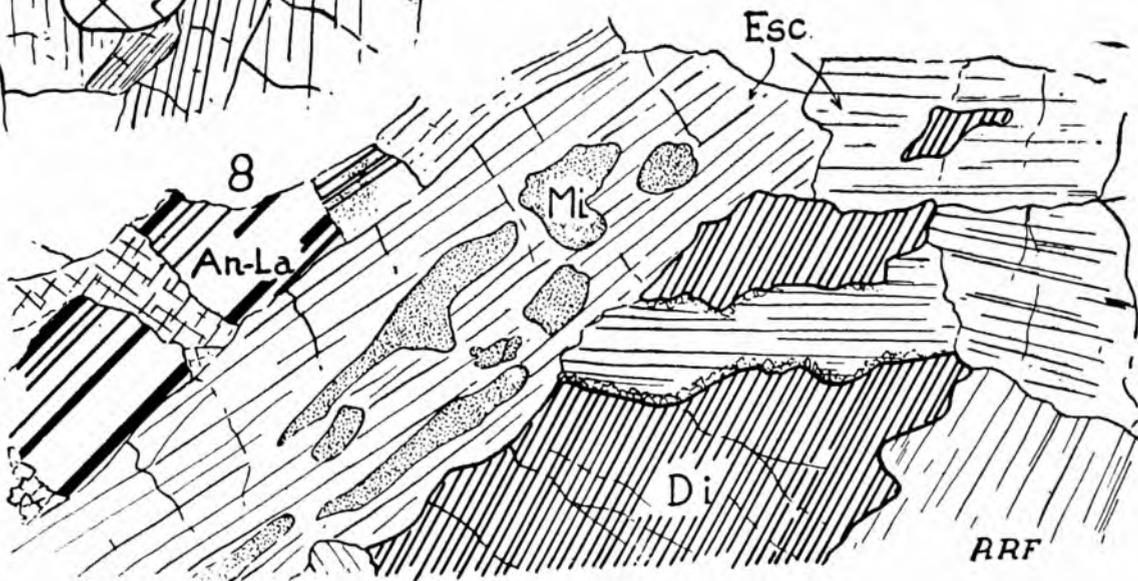
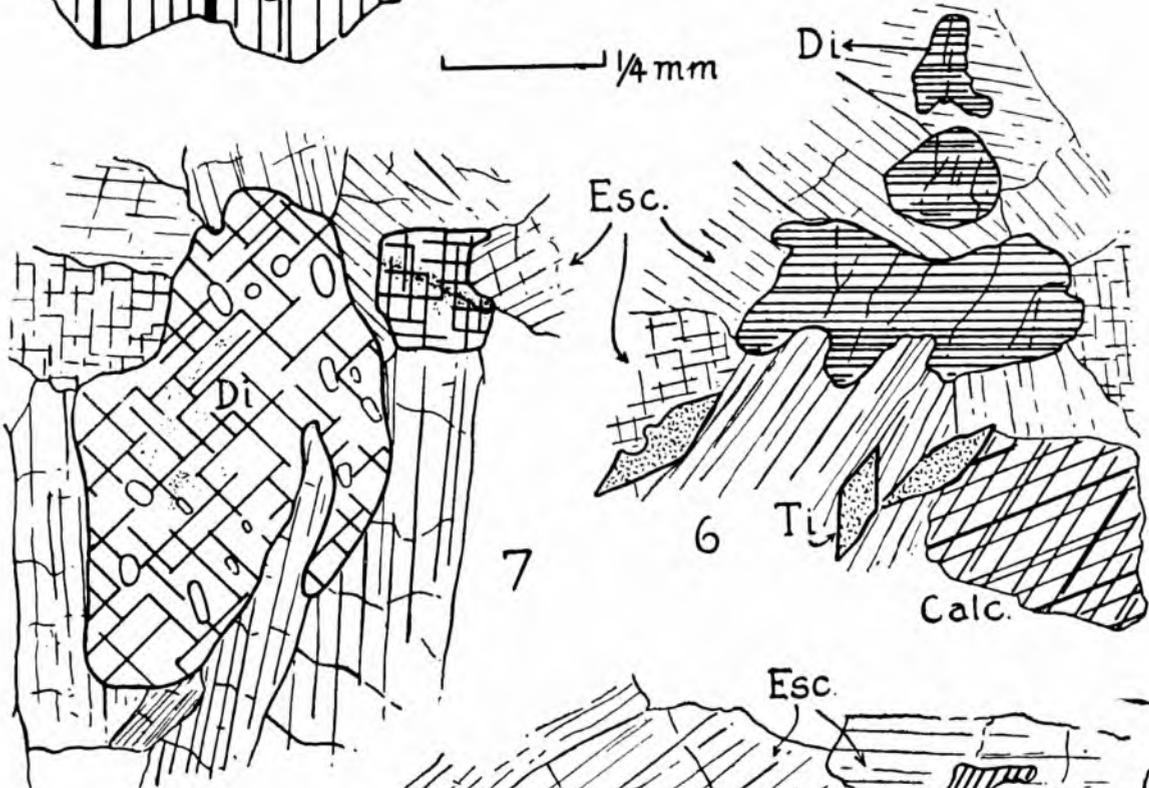
- CATHREIN, A. (1885) — *Unwandlugen der Granaten in Amphibol-Schiefer nach Granat* — *Zeitschr. Kryst. Min.*, vol. 9, p. 378
- CATHREIN, A. (1885) — *Unwandlungen der Granaten in Amphibol-Schiefern der Tiroler Centralalpen* — *Zeitschr. Kryst. Min.*, vol. 10, p. 434.
- ECKERMAN, H. v. (1922) — *The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain* (Academical Dissertation) — *Geologiska Föreningens, Förhandlingar*, vol. 44, n.349, h.3-4 pp. 323-401.
- HARKER, A. (1950) — *Metamorphism, A study of the transformations of rockmasses*: Methuen and Co. Ltd. London, pp. 124-256.

- JUDD, J W (1889) — *On the processes by which a plagioclase feldspar is converted into a scapolite* — Mineralog. Mag., vol. 8, p. 186.
- LACROIX, A. (1889) — *Contributions á l'étude des gneiss à pyroxene et des roches à wernérite* — Bull. Soc. Min., vol. 12, p. 83
- LACROIX, A. (1891) — *Sur la transformation des feldspaths en dipyre*: Bull. Soc. Min., vol. 14, p. 16.
- LENK, H. (1899) — *Studien an Gesteinen aus dem mexicanischen Staat Oaxaca* Neues Jahrb., vol. 1, ref. 73.
- RAMBERG, H. (1952) — *The origin of metamorphic and metasomatic rocks* — University of Chicago Press III., U.S.A. pp. 160-215, 268-269.
- WINCHELL, A. N e WINCHELL, H. (1951) — *Elements of Optical Mineralogy, An introduction to microscopic Petrography* — John Wiley and Sons, Inc., New York, Parte II, 4.^a edição pp. 352-354.

-
- Fig. 4 — Cristal de β -zoisita (Zo) incluindo restos informes e arredondados de microclínio.
- Fig. 5 — Cristal de andesina-labradorita incluindo restos informes e arredondados de microclínio.
Tanto em 4, como em 5, tudo parece indicar que a β -zoisita e o feldspato calcosódico se tenham formado, pelo menos em parte, às expensas do microclínio.
- Fig. 6 — Exemplo característico da substituição diopsídio por escapolita. É fácil notar, no diopsídio, fenômenos de reabsorção, estrangulamento e mesmo separação de suas partes. Nêste desenho podem ser vistos, ainda, três cristais de titanita (quase sempre idiomorfa) e um cristal de calcita.
- Fig. 7 — Dois cristais de diopsídio exibindo evidentes sinais de reabsorção e substituição pela escapolita.
- Fig. 8 — Cristais de diopsídio, microclínio andesina-labradorita em diferentes fases de substituição pela escapolita.

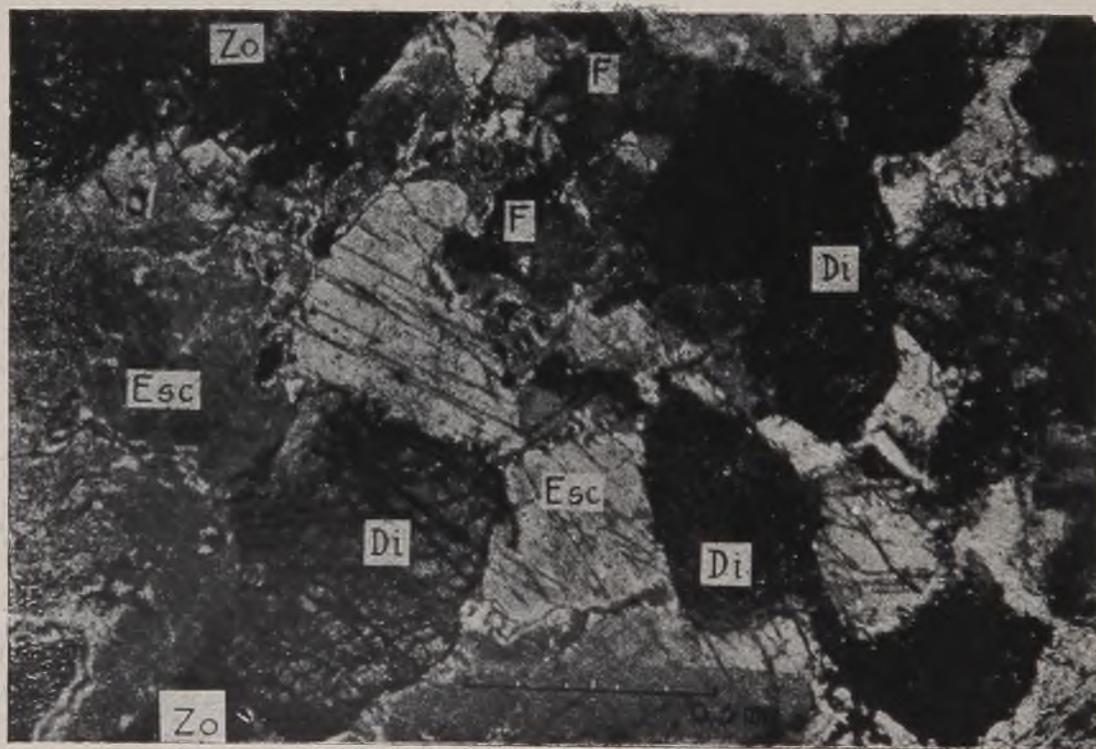


1/4 mm





Fotomicrografia 1 — São vistos cristais de diopsídio (relêvo forte) intercalados por cristais de escapolita. Na parte superior aparece um cristal de β -zoisita (o mais escuro de todos). Nícois paralelos.



Fotomicrografia 2 — Notar os seguintes minerais: diopsídio (Di), escapolita (Esc), β -zoisita (Zo), feldspato (F). Nícois cruzados.

LANTANITA DE CURITIBA, PARANÁ

J. MOACYR V. COUTINHO

(Departamento de Mineralogia e Petrografia, Universidade de S. Paulo)

ABSTRACT

Minute amethystine crystals of lanthanite were found covering fissure surfaces of carbonate concretions in sedimentary pleistocene rocks at Curitiba, State of Paraná. The crystals show platy (001) habit, bounded by very narrow (100) (010) (110) and (111) faces. Besides micaceous (001) cleavage, two other parting (?) directions were also observed. The crystals are invariably twinned according to (110) plane. Four pairs cross groups are common. Optical data are given.

Some amount of rare earths of the cerium group may have been concentrated into ashes through prolonged plant decay. The lanthanite crystals would be the result of extration of lanthanum from ionic soil solutions, fixation on the surfaces of some colloidal body (psilomelane in case) and final crystallization.

Durante excursões efetuadas nos arredores de Curitiba, tivemos oportunidade de colher algumas amostras de rocha sedimentar, onde pudemos verificar a ocorrência de pequenos cristais ametísticos de uma substância não identificável no campo. Os estudos efetuados revelaram tratar-se de lantanita um mineral de terras raras do grupo do cério;
 $(La, Di, Ce)_2(CO_3)_3 \cdot 8 H_2O$

Por se tratar de mineral até hoje não mencionado no Brasil, e por apresentar algumas peculiaridades cientificamente interessantes, passamos a descreve-lo.

Jazimento

Os cristais se acham recobrimdo uma superfície irregular de fratura em leitos secundários (concrecionais) de calcáreo argilo-arenoso das camadas pleistocênicas de Curitiba (5).

Os calcáreos da bacia de Curitiba caracterizam-se facilmente no campo, por se apresentarem em leitos irregulares esbranquiçados, próximos à superfície. São ainda porosos e friáveis, embora menos que os arenitos da mesma formação.

O carbonato nas amostras se encontra sob a forma de calcita finamente granulada, cimentando grãos de origem clástica. Mas também pode a calcita formar cristais maiores e mais ou menos perfeitos em vesículas, ou ainda se recristalizar em granulação grosseira ao longo de fendas e outras aberturas das concreções.

Algumas provas rápidas, químicas e microscópicas, revelaram a existência de 15 a 25% de material detrítico contido nas concreções. A maior parte ($\pm 90\%$) desse resíduo é formada por quartzo e mineral argiloso, provavelmente montmorilonítico como faz crer sua baixa refração e alta birrefringência. Há ainda pequena quantidade de feldspato predominando o plagioclásio oligoclásio sobre o feldspato alcalino. Minerais pesados em quantidade mínima, são raramente observados em lâmina. Foram identificados: turmalina, magnetita e anfíbolio.

Preenchendo também finas fraturas nas concreções, ocorre abundantemente o manganês.

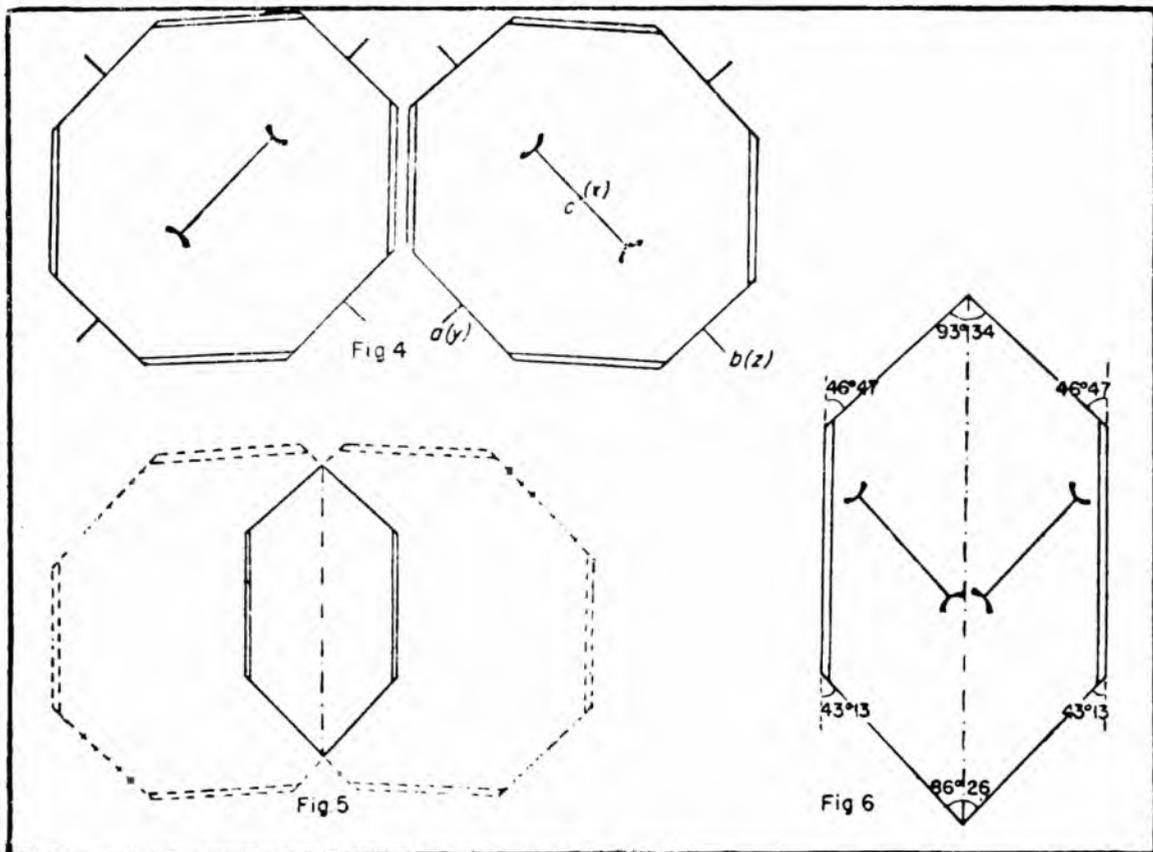
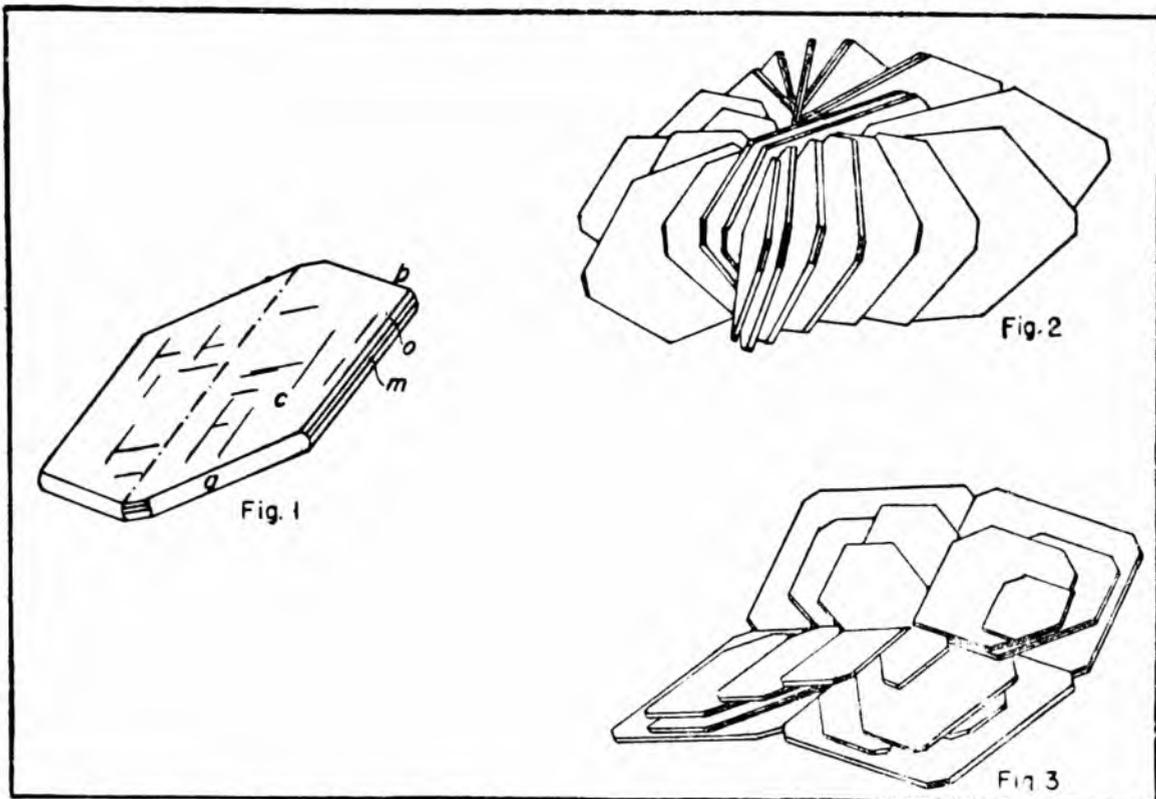
Os cristais de lantanita recobriam uma superfície rugosa e irregular interrompendo os filetes de calcita e manganês, comuns na rocha. Não se observou o mais leve sinal de movimentação ao longo daquela fratura.

Morfologia

Os cristais de lantanita se agregavam às paredes da fratura, sob a forma de rosetas, esferulitos, agregados cruciformes, grupos irregulares ou ainda, dispostos isoladamente. (figs. 2 e 3)

Os cristais examinados apresentavam-se com dimensões excessivamente pequenas para o estudo goniométrico. O microscópio nos possibilitou confirmar a simetria rômbrica bipiramidal dada pelos autores consultados (2 e 4).

Os cristais se apresentavam em lâminas muito finas com apenas uma forma bem desenvolvida; a basal c (001) (fig 1) As outras faces: pinacoidais, a (100) e b (010); prismáticas m (110) e piramidais o (111) são finíssimas, com microns de largura e completam o contorno do cristal, dando-lhe um aspecto rômbrico. As maiores placas não excediam as dimensões de:



1 mm de comprimento
 0,7 a 1 mm de largura
 0,01 a 0,04 mm de espessura

A espessura pode ser até quintuplicada se considerarmos que normalmente são encontrados varios cristais laminares superpostos paralelamente. (fig 3)

Além da clivagem basal micácea, observamos duas outras direções de facil separação (fig. 1), aproximadamente a 90° uma da outra e correspondentes à forma (110) Esta clivagem não se acha consignada nos textos consultados.

Os cristais são invariavelmente geminados em pares (fig 1 e 6). A face de geminação e contacto é também a do prisma (110) Entretanto o fenómeno só pode ser claramente verificado ao microscópio, já que à lupa não se observam ângulos reentrantes. Apenas tênue linha, coincidindo com o maior diametro do polígono, nos faz prever alí um plano de geminação.

O indivíduo isolado (rômboico holoédrico) de pseudo-simetria tetragonal, quando geminado em pares, mostra uma pseuso-simetria rômboica (fig. 6) A explicação do fato não é difícil se admitirmos os indivíduos isolados com cortono octogonal formado pelas faces: (100), (010) e (110), todas fazendo entre sí, ângulos variando pouco de 45° : $(100) \angle (110) = 43^\circ 13'$; $(110) \angle (010) = 46^\circ 47'$ A geminação segundo (110) pode se efetuar de tal modo que, como mostram as figs. 4, 5, e 6, ficam eliminados dois lados de cada octógono individual. Ou então estes podem aparecer em pequena extensão (fig. 1) de modo a não destruir a resultante pseudo-simetria rômboica. A existência de finas facetas piramidais (111) nas posições esperadas no geminado (fig. 6) e as características óticas, confirmam a lei de geminação. Para maior segurança, mediu-se a ligeira variação angular entre os pinacoides (100) e (010) e prismas (110) Esta variação é igual para os dois lados do plano de geminação (fig. 6), que é também de simetria para o geminado.

São comuns os conjuntos de 4 pares de geminados, agrupados em cruz, de tal modo que se restabelesce a pseuso-simetria tetragonal, como mostra a fig. 3. A implantação na rocha se faz sempre pelo vértice obtuso dos pares (ângulo interno de $\pm 93^\circ \frac{1}{2}$) Assim, verifica-se um desajuste angular de $\pm 14^\circ$ entre o primeiro e o quarto par, o que é

compensado pelo crescimento não coplanar dos cristais, resultando as rosetas caliciformes esquematizadas na fig. 3.

Ótica

Os índices de refração, medidos sobre as placas cristalinas pelo método de imersão em líquidos, são os seguintes:

$$N_y = 1,589 (\pm 0,003)$$

$$N_z = 1,612 (\pm 0,003)$$

Birrefringência das placas:

$$N_z - N_y = 0,023$$

o que indica que a espessura dos cristais isolados, não passa de 20 micra (côres cinza a amarelada ao polariscópio)

$$2V = 60^\circ, \text{ medido com a platina universal.}$$

Com os dados; N_z , N_y , e $2V$, segue-se por cálculo, que:

$$N_x = 1,514 \text{ e portanto}$$

$N_z - N_x = 0,098$, birrefringência máxima para a lantanita de Curitiba.

Orientação;

$$a = Y ; b = Z ; c = X.$$

$$\text{Plano dos eixos óticos } \perp (001) \text{ e } // (100)$$

Origem:

A lantanita provém, segundo os autores, da alteração de minerais de cério. Destes, os citados na literatura são a cerita e a alanita, sobre os quais têm-se encontrado algumas vezes, incrustações de lantanita. É possível que, nesses casos se trate de ação de águas contendo CO_2 sobre aqueles minerais. Esta reação já foi obtida em laboratório. (4).

Sjögren (8) para a ocorrência de Bethleen, Pennsylvania, considera a hipótese da precipitação em calcáreos do carbonato de terras raras, a partir de soluções sulfatadas provenientes da alteração de veios metalíferos. Ali, a lantanita se acha associada com a calamina em calcáreo decomposto.

A precipitação se faz evidentemente sob condições superficiais, só se tendo encontrado lantanita em solos ou rocha já alterada (2, 7, 8.).

A ocorrência de Curitiba se encontra a menos de 3 metros da superfície do solo e as concreções calcáreas são posteriores à deposição dos sedimentos pleistocênicos, formando-se muito recentemente e provavelmente quando a rocha já começava a se decompor e desagregar, entrando no regime de formação de solos. Nessas condições, e sendo a lantanita posterior às concreções, não se pode deixar de lhe dar uma idade muito moderna.

A lantanita parece, na ocorrência, geneticamente ligada às camadas calcáreas. Só nos poucos centímetros de espessura das concreções foi ela encontrada. A substância original que lhe forneceu por alteração as terras raras, permanece incerta quanto à sua natureza e jazimento.

Pode-se pensar em duas fontes originais, ricas em minerais de terras raras: o embasamento cristalino e o próprio sedimento pleistocênico. O embasamento cristalino é composto de gnaisses, e estes podem apresentar certa porcentagem de alanita e principalmente monazita, esparsas como acessórios. Entretanto a monazita é muito dificilmente solúvel sob condições superficiais, formando como se sabe, depósitos arenosos em que ela se apresenta como mineral altamente estável. Além disso, não se encontra concentrada nos gnaisses. Muito menos a alanita.

Pegmatitos cortando o gnaisse e interrompidos na base da bacia de Curitiba poderiam apresentar minerais portadores de terras raras, resolvendo assim o problema. Mas, pelo menos citado na bibliografia, nada consta sobre a existência de pegmatitos com aquele tipo de mineralização dos arredores de Curitiba.

Pode-se considerar ainda a hipótese de leitos mais ricos em minerais pesados nos próprios sedimentos pleistocênicos de Curitiba. Entretanto o embasamento cristalino na zona de ocorrência está há poucos metros de profundidade, e, nos cortes percorridos não observamos leitos visivelmente enriquecidos em monazita. Fica sempre a hipótese da origem descendente da lantanita, a partir de soluções que atravessassem camadas superiores, já levadas pela erosão.

Rankama e Sahama (7) admitem que o lantânio bem como algumas outras terras raras existentes como traços em sedimentos lateritizados formam soluções iônicas durante o intemperismo e, deixando o solo, infiltram-se pelos sedimentos inferiores indo substituir isomorficamente o cálcio de calcáreos subjacentes. A análise espectrográfica do calcáreo da ocorrência de Curitiba revela realmente traços de terras raras

especialmente lantânio. Porém o material para análise foi retirado da mesma amostra que continha lantanita individualizada em cristais e não se poderia garantir com absoluta certeza que o material examinado não estivesse contaminado em certo grau. Suposta verdadeira a hipótese da existência de terras raras impurificando metasomáticamente o calcáreo, seria possível pensar-se em uma ulterior eliminação das mesmas e cristalização de minerais lantaníferos em fendas.

De qualquer modo é preciso sempre admitir um processo de concentração de terras raras no próprio sólo, que é o depósito imediatamente superior às concreções.

Milton, Murata e Knechtel. (6) estudando um outro mineral secundário de terras raras (weinschenkita — $YPO_4 \cdot 2 H_2O$) chegaram à conclusão de ter havido uma extração contínua e demorada de ítrio do solo logo acima da ocorrência. por intermedio do sistema fascicular de plantas como a noqueira e o castanheiro. As terras raras, presentes tanto em minerais detríticos como a xenotima e monazita, como em substituições isomórficas em feldspatos e minerais argilosos, podem, apesar de sua quantidade mínima, sob condições como as mencionadas, se concentrar nas folhas daquelas plantas. Assim, ao passo que os sedimentos argilosos e seus solos não contém normalmente mais que alguns milésimos por cento de óxidos de terras raras, já as cinzas das folhas de certas plantas chegam a mostrar mais de 1%. Um longo período de quedas de folhas e uma superfície de sólo isenta de erosão são pois, condições favoráveis à uma contínua concentração de terras raras.

Para o caso especial de Curitiba, após um ciclo talvez semelhante, a laterização do solo levaria à formação de soluções iônicas que, ao atravessar o calcáreo subjacente deixariam precipitar o lantânio sob a forma de carbonato. Já se disse que as concreções são cortadas por numerosos filetes de manganês de origem anterior à lantanita. Como diz Milton, Murata e Knechtel, é possível a adsorção de ions de terras raras nas superfícies livres de uma substância admissivelmente coloidal como é a psilomelana, permitindo assim uma gradual concentração, suficiente para a fixação final de lantânio em um precipitado carbonatado como a lantanita.

Parece-nos este, o mecanismo mais razoavel para explicar a origem daquele raro mineral.

BIBLIOGRAFIA

- 1) BLAKE, W P (1853) — *On the occurrence of crystallized carbonate of lanthanum*. Am. J. Sci. 2a. s. v XVI n.º 47 pg. 228.
- 2) DANA, E. S. (1920) — *A System of Mineralogy*. pg. 302.
- 3) FORD, W E. (1932) — *Dana's Textbook of Mineralogy*. pg. 530.
- 4) HINTZE, C. (1930) — *Handbuch der Mineralogie*. pg. 3.495.
- 5) MAACK, R. (1947) — *Breves noticias sôbre a geologia dos estados Paraná e Santa Catarina*. Arquivos de Biologia e Tecnologia do I. B. P T Paraná. Vol 2. pg. 145.
- 6) MILTON, CH.; MURATA, K. J.; KNECHTEL, M. M. (1944) — *Wein-schenkite, yttrium phosphate dihydrate, from Virginia*. Am. Min. v 29, pg. 92.
- 7) RANKAMA, K. e SAHAMA TH. G. (1950) — *Geochemistry* Chicago.
- 8) SJOGREN, H. J. (1912) — *Doelter, Handbuch der Mineralchemie*. pg. 525.