NÃO CIRCULA

GEOLOGIA DA REGIÃO DE MAIRIPORÃ, S. P.

REINHOLT ELLERT

TESE APRESENTADA AO CONCURSO DE
LIVRE DOCÊNCIA DA CADEIRA DE
GEOLOGIA, DA FACULDADE DE FILOSOFIA,
CIÊNCIAS E LETRAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

1964

CAPH-779

DEDALUS - Acervo - IGC

30900013503

e - Composição dos granitos	44
4. PEGMATITOS	
a. Turmalina granitos e pegmatitos turma- liníferos	46
b. Pegmatitos e Aplitos	48
5. XISTOS GRANITIZADOS	50
6. HORNFELS	
a. Hornfels Pelíticos	54
b. Hornfels Psamíticos	55
c. Zonas de Xisto no granito Cantareira .	55
d. Biotita Hornfels	56
e. Hornfels Cálcio-Silicatado	57
VII - TECTÔNICA	
1. MÉTODOS E SIMBOLOGIA	59
2. ESTRUTURAS NOS METASSEDIMENTOS	60
3. ESTRUTURAS NOS GRANITOS	
a. Foliação	62
b. Diáclases	63
c. Falhamentos	64
VIII - IDADE DOS GRANITOS	67
IX - CONCLUSÕES	69
X - BIBLIOGRAFIA	72

- xxx § xxx -

Ilustrações

16	Figuras
8	Fotografias
11	Microfotografias
3	Tabelas
	Mapa Geológico com 2 perfís

- xxx § xxx -

I - RESUMO

Este trabalho é estudada uma área de rochas pré-cambrianas situada ao norte da cidade de São Paulo, entre os meridianos $46^{\circ} 30' 00''$ e $46^{\circ} 43' 00''$ W de Greenwich e os paralelos $23^{\circ} 16' 40''$ e $23^{\circ} 26' 00''$ S, de aproximadamente 400 km^2 .

Predominam rochas metassedimentares com intrusões graníticas, que formam três corpos distintos.

Nas rochas metassedimentares, os xistos e filitos, representam uma variedade de sedimentos originalmente argilosos, siltosos e areno-argilosos. Quartzitos estão frequentemente intercalados nos filitos e xistos, em casadas com espessuras que variam desde decimétricas até de vários metros. Uma espessa sequência de quartzitos ressaltá-se morfológicamente e forma a serra da Pirucaia.

O grau de metamorfismo nas rochas metassedimentares aumenta nas proximidades dos granitos e em pequenas áreas os xistos foram granitizados.

A orientação estrutural regional, nos metassedimentares, é NE-SW, com caimento para NE. Nas zonas próximas aos corpos graníticos a orientação estrutural foi perturbada, como consequência da intrusão e colocação dos granitos.

Os corpos de granito possuem forma alongada e o maior alongamento é paralelo à estrutura regional. São designados granito Cantareira, Mairiporã e granito-gnaiss. O primeiro forma a maior parte da serra da Cantareira, o segundo compreende um "stock" ao norte da cidade de Mairiporã e o terceiro, apenas parcialmente representado no mapa geológico, aflora a NE do granito Mairiporã e possui, na área estudada, estrutura fortemente orientada.

Apresentam abundância de biotita e porfiroblastos de microclínio, às vezes, centimétricos. O microclínio formou-se por processo metassomático, com contribuição parcial de plagioclásios. A biotita normalmente é verde, com cloritização parcial, resultante de atividade hidrotermal, que acom

panhou a fase metassomática. .

Comum nos granitos é a abundância de xenólitos de escala mesoscópica e no granito Cantareira também em escala megascópica. No granito Cantareira, os de escala megascópica, aparecem, em mapa, sob forma de zonas de xistos orientadas paralelamente à estrutura regional.

Os remanescentes das rochas anteriores à fase intrusiva são representados por xistos e anfibolitos, estes formados a partir de antigas rochas básicas.

Ao longo do contato norte do granito Cantareira afloram pegmatitos turmaliníferos e turmalina granito, representando uma fase pneumatolítica provavelmente contemporânea à fase metassomática.

É admitido que os granitos sejam sintectônicos, formados pela fusão parcial dos metassedimentos e posterior metassomatismo.

Os dados estruturais sugerem que o magma tenha se formado principalmente "in situ" e que o granito Cantareira representa a porção superior do batólito.

Comum para os três granitos é o intenso cisalhamento dos minerais da rocha, que se acentua nas zonas terminais dos corpos intrusivos.

Determinações de idade, pelo método K/Ar, usando-se biotita, e microclínio, indicam ser o granito de idade pré-cambriana superior.

II - INTRODUÇÃO

Nos metassedimentos pré-cambrianos superiores do Estado de São Paulo ocorrem grandes corpos intrusivos, orientados no seu maior comprimento paralelamente à estrutura regional.

Estas intrusões, constituídas principalmente de granitos e granodioritos, apresentam entre si grandes semelhanças, tanto estruturais como texturais.

É objeto do presente trabalho analisar numa área limitada, as relações entre rochas metassedimentares e intrusivas, na esperança de que os dados apresentados contribuam com um subsídio ao conhecimento da evolução geológica do Pre-Cambriano Superior, no Estado de São Paulo.

A área estudada, de aproximadamente 400 km², situa-se ao norte da cidade de São Paulo, aproximadamente entre os meridianos 46° 30' 00" e 46° 43' 00" W de Greenwich e os paralelos 23° 16' 40" e 23° 26' 00" S (fig. n. 1).

Para o levantamento geológico foram usadas fotografias aéreas na escala de 1:12.000 e para a parte sul, mapas topográficos na escala de 1:10.000, da Prefeitura Municipal de São Paulo, edição de 1959.

Os dados de campo foram depois compilados no mapa, na escala de 1:40.000, baseado no mosaico aerofotográfico, executado para o Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo.

No flanco sul da serra da Cantareira, coberto por densa vegetação, os caminhos são escassos, de modo que os prolongamentos das zonas de xistos, no granito, foram muitas vezes inferidos.

No estudo petrográfico foram feitas análises modais dos granitos e anfibolitos, usando-se o contador de pontos ("point counter"). Para cada lâmina foram contados em média 1.000 a 1.500 pontos.

- xxx §§§§§ xxx -

O autor expressa os sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Francis J. Turner, da Universidade da Califórnia, Berkeley, pelos conselhos dados e visita à área estudada. Aos Profs. Drs. John T. Stark e Norman Herz, da U.S. Geological Survey, pelas sugestões apresentadas. Ao Prof. Dr. José M. V. Coutinho, da Cadeira de Petrologia, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, U.S.P., pelos auxílios na interpretação petrográfica. Ao Prof. Dr. Rui Ribeiro Franco, da mesma Cadeira, pela crítica construtiva à alguns capítulos deste trabalho. Ao Dr. Faustino Penalva pelas microfotografias.

Ao Prof. Dr. Viktor Leinz, Diretor do Departamento de Geologia e Paleontologia, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, U.S.P., a gratidão pelo estímulo, orientação e crítica.

Fig. n. 1 - localização geográfica da área

Embora situada nas proximidades da cidade de São Paulo, poucos trabalhos geológicos foram realizados nesta área.

Merece destaque o primeiro levantamento geológico, de detalhe, realizado por Moraes Rêgo e Souza Santos (1938). Neste trabalho, os Autores apresentam, além do mapa geológico, na escala de 1:25.000, de parte da serra da Cantareira, no município de São Paulo, uma descrição da geologia e tectônica da região, estudos petrográficos dos granitos e rochas associadas, além da análise de propriedades tecnológicas dos granitos.

Coutinho (1958), na descrição da ocorrência dos metaconglomerados que afloram nas alturas do km 18 da via Anhanguera, dedicou atenção ao estudo petrográfico e genético dos metassedimentos associados aos metaconglomerados, anfibólitos e ao granito "Pirituba", que é uma continuação do granito da serra da Cantareira.

As relações existentes entre a tectônica da serra da Cantareira e a origem da bacia sedimentar de São Paulo foram discutidas por Almeida (1955). Para este Autor, a gênese da bacia sedimentar está ligada diretamente à reativação de antigas falhas, de rejeito direcional, nos granitos da serra da Cantareira, orientadas paralelamente à estrutura regional.

Processos petrológicos, resultantes da ação do metamorfismo termal, na série São Roque, foram descritos por Franco (1958). Neste trabalho o Autor descreve, entre outros, os hornfels no granito Cantareira, na cidade de São Paulo e na área de Perus.

A SW da área estudada, no presente trabalho, Cordani et al. (1961) estudaram a geologia na região do Jaraguá e em 1962 descreveram as relações petro-geológicas de rochas cálcio-silicatadas, com os granitos e rochas encaixantes, na região de Perus.

Ainda nesta região, os pegmatitos turmaliníferos, que ocorrem junto ao granito da serra da Cantareira, foram

estudadas por Hassui (1953).

As ocorrências de anfibolitos, na região do Jaraguá, foram objeto de pesquisas petrológicas por Gomes (1962). Este Autor, baseando-se em dados de campo e petrológicos, confirmou a hipótese emitida por Coutinho (1955), de que os corpos de anfibolitos foram originados por metamorfismo dínamo-termal a partir de antigas rochas básicas.

1. PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR

As relações e os contatos do Pré-Cambriano Inferior com as rochas da série São Roque ainda não são conhecidos. O Pré-Cambriano Inferior, em contato com o Pré-Cambriano Superior, está delimitado na Folha Geológica de Jundiá, do Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, (Wohlens et.al. 1954) apenas como gnáisse Arqueozóico, seguindo uma linha irregular, de direção E-W, um pouco ao norte da área ora estudada.

As rochas típicas da série São Roque afloram na via Fernão Dias até o km 528, com orientação geral NE-E. Do km 529 para norte afloram gnáisses migmatíticos, com a mesma orientação dos filitos e xistos. São constituídos de zonas gnáissicas leucocráticas alternadas com faixas ricas em biotita ou camadas quartzáicas, cortadas por pegmatitos.

Nos migmatitos são frequentes dobras de arrasto que mostram grande variação no caimento do eixo. Num mesmo eixo, destas dobras de arrasto, o caimento varia de 0° a 90°, em poucos metros, sem apresentar cisalhamento ou fendas de tensão. A variação dos eixos das dobras de arrasto é apenas no caimento dentro do plano axial, indicando grande plasticidade da rocha em condições de forte pressão dirigida. Os migmatitos são cortados por zonas pegmatóides irregulares, formadas por substituição metassomática, onde estão presentes traços da estrutura original representados por minerais escuros.

O contato direto entre os migmatitos e as rochas - consideradas como Pré-Cambriano Superior ainda não foi observado em nenhum lugar desta área. Afloramentos razoáveis destas rochas acham-se, na área do contato, distanciados quase sempre de um quilômetro ou mais. A direção estrutural é mais ou menos concordante, variando apenas a intensidade do grau de metamorfismo, que é maior naquelas supostamente pertencentes a uma fase anterior à deposição da seqüência metassedimentar da série São Roque.

2. PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

A série São Roque, denominação atribuída a Gonzaga de Campos, (Oliveira e Leonardos, 1943) constitui no Estado de São Paulo a continuação da série Açungui, do Paraná.

Aflora em larga faixa, paralelamente à costa e é constituída, principalmente, de metassedimentos pelíticos com intrusões ácidas, que ocupam milhares de quilômetros quadrados.

Metassedimentos de origem química, calcários e dolomitos, afloram, em maiores áreas, no sul do Estado de São Paulo, aparecendo em mapa sob forma de lentes, às vezes, de muitos quilômetros de extensão, intercaladas em metassedimentos pelíticos. Nas proximidades de São Paulo, calcários e dolomitos, afloram em zonas restritas e de área bem menor.

A orientação estrutural das rochas metassedimentares, nos Estados do Paraná e São Paulo, é NE-SW e idêntica orientação observa-se no alinhamento dos corpos intrusivos ácidos.

Das rochas intrusivas ácidas, as de maior expressão, em área, formam o chamado granito "Pirituba" ou "olho de sapo". Contribuições para o conhecimento da geologia e petrografia dos granitos "Pirituba" foram apresentadas por vários Autores. Para a parte sul do Estado de São Paulo, devem ser mencionados os trabalhos de Leonardos (1934), Guimarães (1936, 1937) e Barbosa (1941) e, para as áreas próximas a São Paulo, os de Guimarães (1936, 1937), Moraes Rêgo e Souza Santos (1938), Coutinho (1953, 1955), Franco (1958) e Cordani et al. (1961).

O grau de metamorfismo, nas rochas metassedimentares, no Estado de São Paulo, diminui da costa para o interior, ou seja, de SE para NW e aumenta, de SW para NE, paralelamente à estrutura regional.

Vários Autores (Oliveira e Leonardos, 1943, Almeida, 1953 e Ellert, 1961) referem-se ao metamorfismo de grau mais elevado (biotita-gnáisses), nas proximidades do litoral e mais baixo para o interior (filitos). Já em 1934, Leonardos aventou a hipótese de terem os esforços tectônicos, durante a orogênese, se dirigido de SE para NW, determinando o alinhamento

mento NE-SW da estrutura regional, da série São Roque, no ⁵⁹57 do Estado de São Paulo.

Na área estudada, as rochas do Pré-Cambriano Superior, anteriores aos granitos, são constituídas principalmente de filitos e xistos. Estes predominam nas zonas próximas aos contatos e o aumento do metamorfismo deve estar ligado diretamente à formação dos granitos.

Restritos a pequenas áreas ocorrem rochas metassedimentares clásticas de granulação mais grossa, quartzitos e conglomerados e rochas carbonatadas impuras.

A E da área representada no mapa geológico as rochas metassedimentares possuem características de metamorfismo mais elevado e predominam xistos e biotita-gnaísses.

Nos granitos e encaixantes afloram faixas de anfibolitos, de composição mineral e estrutura, em geral, bastante homogêneos. Com raras exceções, são paralelos à estrutura ^{regional}original e as espessuras observadas variam desde poucos metros até algumas centenas de metros.

Alguns são certamente anteriores aos granitos, formados provavelmente por recristalização de antigas rochas básicas, representando antigos diques ou sills.

A descrição dos vários tipos de rochas, apresentada a seguir, não obedece uma ordem estratigráfica, mas apenas uma sequência de sedimentos, originalmente de granulação grossa para os de granulação fina.

a. Metaconglomerados

Apenas em três zonas foram observados delgados leitos de metaconglomerados, intercalados em xistos e filitos, não individualizados no mapa geológico.

O metaconglomerado de maior espessura aflora na área NE, em cortes na estrada de rodagem de Mairiporã a Tapera Grande e está intercalado em filitos. Possui cerca de 30 metros de espessura e é constituído essencialmente ^{de}por seixos de quartzito e granito, onde os maiores podem ultrapassar 20 cm de comprimento, embobidos em matriz de filito sericítico rico em grãos de quartzo. O volume da matriz iguala

ou supera a ocupada pelos seixos, que estão deformados, com o diâmetro menor perpendicular à xistosidade da rocha.

A segunda ocorrência localiza-se num corte da via Fernão Dias, km 554, onde entre xistos alterados intercala-se uma delgada camada de metaconglomerados, de poucos metros de espessura. Também aí os constituintes clásticos maiores são de quartzito e granito, que estão deformados e possuem apenas poucos centímetros de diâmetro.

Na área NW, nas proximidades do contato norte do granito Mairiporã, ocorre uma faixa na qual os xistos englobam blocos de quartzito, de vários decímetros. Nesta área, não se trata de um conglomerado verdadeiro, mas de blocos de quartzito esparsos nos xistos.

b. Quartzitos.

Intercaladas em xistos e filitos ocorrem camadas quartzíticas de espessura variável. Comumente são camadas de poucos decímetros até alguns metros de espessura. Em geral o acamamento é bem preservado e, às vezes, os quartzitos estão em alternância com delgados leitos de camadas originalmente argilosas ou silticas.

A área de quartzitos mais proeminente forma a serra da Piru^acaia, com altitude de 1.200 m, na área SE do mapa. Possui forma lenticular, com comprimento de pouco mais de 9 km, e largura máxima inferior a 2 km. Estes quartzitos, com intercalações de camadas de xistos, são de granulação heterogênea e em zonas de maior cisalhamento sofreram recristalização intensa, destacando-se fragmentos de quartzo, às vezes, centimétricos. No contato W dos quartzitos com os xistos, aqueles são muito micáceos, mas a transição é brusca.

Esta lente de quartzitos, que na parte sul possui direção NE-E, dirige-se para N-NE, à medida que se estende para norte, acompanhando o contato com o granito Cantareira.

No Jardim Hortolândia, nas proximidades do contato com o granito, o quartzito é cortado por alguns pegmatitos alterados, de poucos decímetros de espessura.

c. Xistos e Filitos.

São as rochas metamórficas predominantes na região e constituem toda variedade de rochas metassedimentares originadas de sedimentos argilosos, areno-argilosos, silticos e arcossianos.

Afloramentos de rochas frescas são escassos e em geral o manto de intemperismo é espesso. A estratificação original dos sedimentos está bem conservada, principalmente nos metassiltitos e metaarcósios e freqüentemente nos filitos alterados.

Em algumas áreas, os filitos apresentam estratificação rítmica, na qual se repetem camadas milimétricas de material originalmente argiloso com outras originalmente mais silticas. Em lâmina delgada, nota-se que se sucedem estratos formados de grânulos de quartzo e outros com predominância de sericita e clorita, que cresceram paralelamente aos planos de acamamento. Xistos e filitos alternam-se, freqüentemente, com camadas de material originalmente siltico, arcossiano ou mesmo arenoso.

Esta alternância de estratos argilosos com camadas pertencentes à fração mais grossa é bem variável, desde estratos milimétricos até de algumas dezenas de metros. Em alguns afloramentos a passagem de xistos a filitos é mais ou menos brusca. Os xistos, no geral, predominam nas proximidades dos contatos com os granitos.

A direção regional dos xistos e filitos é NE-SW, constante em áreas afastadas dos granitos, enquanto que nas proximidades dos corpos intrusivos a orientação é variável. Formam dobras assimétricas, com eixos de pequeno caimento, no geral para NE. Dentro do granito da serra da Cantareira, não só nas proximidades do contato, como também na parte central, xistos foram preservados e estão orientados paralelamente à foliação do granito sofrendo, localmente, metamorfismo mais elevado.

O grau de metamorfismo mais baixo, observado em amostras de filitos, corresponde à fácies "xisto verdes", representada por filitos, normalmente afastados dos contatos com

os granitos. Nas proximidades destes, as rochas pelíticas exibem associações mineralógicas que indicam metamorfismo mais elevado. Os biotita xistos são os mais comuns e formados principalmente por biotita, muscovita e quartzo. Localmente ocorre estauroлита, em porfiroblastos, com alteração para muscovita. Nos xistos, a E de Mairiporã, aflora uma camada de vários metros de espessura, formada de turmalina xisto. Este xisto é constituído essencialmente de turmalina e quartzo e pequena quantidade de muscovita, biotita e granada. Os prismas de turmalina, com alinhamento sub-paralelo à xistosidade, possuem pleocroismo acentuado: E (vermelho rosado) e O (vermelho escuro).

d. Anfibolitos

Nos metassedimentos e no granito da serra da Cantareira afloram anfibolitos, formando corpos tabulares, com espessuras que variam de poucos até centenas de metros.

No geral estão isorientados com os xistos e filitos e quando dentro do granito, orientam-se paralelamente à foliação deste.

Mineralogicamente são constituídos essencialmente de hornblenda, plagioclásio, quartzo e como acessórios possuem titanita, titanomagnetita ou ilmenita. Os minerais secundários mais comuns são: epidoto, clorita, leucoxênio e calcita.

A hornblenda é o constituinte mineralógico mais abundante e de duas variedades distintas.

A primeira, mais frequente nos anfibolitos dentro das rochas metassedimentares, é uma hornblenda verde pálida, de pleocroismo fraco, X (amarelo esverdeado) e Z (verde claro), ângulo 2 V grande e frequentemente geminada. Às vezes, é zonada e nas bordas a cor verde é mais intensa. Forma cristais xenomorfos ou porfiroblastos, que podem atingir 2 mm de comprimento, de contorno suturado, numa matriz de pequenos grãos de quartzo e plagioclásios.

Na hornblenda são comuns inclusões de quartzo, opacos e, às vezes, pequenos cristais de anfíbólio do mesmo tipo. A alteração mais comum é para epidoto e a menos frequente para clorita. Nos cristais maiores, não raro, os planos

de clivagem foram curvados.

A segunda variedade de hornblenda é comum nos anfíbolitos conservados dentro do granito da serra da Cantareira.

Ocorre sob forma de cristais hipidiomorfos ou porfiroblastos, que podem ultrapassar 3 mm de comprimento. A cor é de tons mais intensos, com pleocroísmo X (amarelo esverdeado), Y (verde escuro) e Z (verde azulado), $Z/c = 16^\circ$ e o ângulo 2V menor que nas hornblendas do tipo anterior.

As vezes, é crivada de numerosas inclusões de quartzo. A alteração para epidoto e clorita é menos conspicua que no caso anterior. (fotomicrografia n. 10)

Os plagioclásios são melhor conservados nos anfíbolitos dentro do granito. A forma é geralmente hipidiomorfa, quase sempre estão límpidos ou com sericitização incipiente. A geminação múltipla é a mais frequente, seguindo-se a segunda a Lei do Periclínio. A composição varia de An-30 a An-45.

Em alguns anfíbolitos a titanomagnetita (?) é um acessório abundante. Geralmente incluída na hornblenda e rodeada de uma auréola de grânulos de leucóxênio, que passa a **titanita**.

Na tabela abaixo é dada a composição modal de 7 amostras de anfíbolitos.

TABELA II

amostra nº	1	2	3	4	5	6	7
hornblenda	69,0	55,5	55,0	70,0	62,0	65,0	70,0
plagioclásio	16,6	30,0	40,0	23,0	29,0	19,8	25,0
quartzo	12,6	11,0	4,0	5,0	6,0	3,5	4,0
acessórios	1,8	3,5	1,0	2,0	3,0	11,7	1,0

Composição modal de anfíbolitos
(em porcentagem de volume)

amostras 1 a 5 - anfíbolitos no granito da
serra da Cantareira

amostras 6 e 7 - anfíbolitos nos metassedimentos

(para)
e não orto

Coutinho. (1955) e Gomes (1962) consideram os anfibolitos que afloram a W da área ora em aprêço, como sendo originados pela recristalização de antigas rochas básicas.

O autor concorda com a opinião dos Autores acima mencionados, admitindo que os anfibolitos representam diques ou sills na seqüência metassedimentar.

São anteriores não só aos granitos, mas também anteriores ou contemporâneos ao dobramento regional, uma vez que o lineamento, representado pela orientação dos prismas de hornblenda, é paralelo ao lineamento nos metassedimentos.

Na altura do km 538 da via Fernão Dias, um afloramento de anfibolito, dentro do granito, possui comprimento superior a 100 m. Forma pequeno anticlinal e a orientação dos prismas de hornblenda imprime à rocha ótimo lineamento, paralelo ao caimento do eixo do anticlinal.

Na parte central do anfibolito, aparentemente não afetado metassomáticamente, o plagioclásio é hipidiomorfo e límpido. Geralmente apresenta pequeno zoneamento, mais sódico nas bordas que no núcleo, de composição An-40.

No contato com o granito, evidenciando a preexistência do anfibolito, são nítidos os sinais de metamorfismo de contato e metassomatismo.

Desenvolvem-se porfiroblastos de plagioclásio que englobam quartzo e hornblenda. Ao longo dos planos de clivagem do anfibólito forma-se biotita, com pleocroísmo: X (amarelo palha) e Z (castanho avermelhado), rodeada de leucoxênio ou com inclusões de acículas de rutílio.

No estágio seguinte a biotita torna-se verde e passa a clorita e epidoto. Leucoxênio dá origem grânulos de titanita. Dentro dos plagioclásios formam-se pequenos grânulos de epidoto e sericita. O microclínio, xenomorfo e poiquiloblástico, engloba os minerais anteriores e substitui o plagioclásio sericitizado.

Porfiroblastos de plagioclásio, formados pelo metamorfismo de contato, também são substituídos por microclínio (microfotografia n. 11).

3. GRANITOS

No mapa geológico são demarcados três corpos intrusivos principais, de grande extensão em área, que cortam as rochas metassedimentares. São designados simplesmente granitos, no sentido amplo, como sugerido por Chayes (1957), para rochas plutônicas maciças ou fracamente orientadas, com teores de quartzo de 20 a 40% do volume. Pelas proporções entre plagioclásio e feldspato potássico predominam rochas dos tipos granodiorito e adamellito (fig. n. 2).

O corpo granítico de maior extensão, em área, já foi delimitado parcialmente e descrito por Moraes Rêgo e Souza Santos (1938), que lhe deram vários nomes locais, de acordo com particularidades texturais e mineralógicas. Neste trabalho será designado simplesmente, granito Cantareira e ocupa a maior parte da serra da Cantareira.

Área bem menor é ocupada pelo "stock" granítico que aflora ao norte do rio Juquerí, no município de Mairiporã e em pequena área W do município de Franco da Rocha. Apresenta semelhança textural e mineralógica com o granito Cantareira e será chamado granito Mairiporã, município no qual este ocupa a sua maior área.

O terceiro corpo granítico aflora apenas em pequena parte na região estudada e ocorre a NE do granito Mairiporã.

-16
rã. Possui forma de cunha e na área estudada exibe estrutura diferente da dos outros dois granitos. É fortemente orientado, paralelamente à estrutura regional. A orientação exibida pelo granito deve-se a esforços tectônicos que o cisalharam e o milonitizaram, imprimindo à rocha, à primeira vista, aspecto gnáissico. Pela sua estrutura fortemente orientada será denominado granito-gnáisse.

Associadas ao granito Cantareira ocorrem nas proximidades dos contatos pequenas injeções graníticas, com foliação bem nítida e pequenas zonas de xistos granitizados.

a. Granito Cantareira.

O granito Cantareira ocupa a maior parte da serra da Cantareira, formando batólito alongado, com direção NE-SW. Na área estudada a largura máxima é de cerca de 10 km, com comprimento de 23 km, ocupando área superior a 100 km², estendendo-se, no entanto, ainda muitos quilômetros para SW.

As cristas mais elevadas da serra da Cantareira atingem quase 1.200 m de altitude, com diferenças de nível máximas de 450 m.

As rochas encaixantes são representadas principalmente por xistos e filitos e subordinadamente por quartzitos. A orientação estrutural predominante das encaixantes é NE-SW, quase sempre paralela ao alongamento do corpo de granito. Com a intrusão granítica, no contato NE-E, as encaixantes foram deslocadas e perturbadas, acomodando-se ao contorno do corpo intrusivo. Essa acomodação é visível não apenas na direção das encaixantes, mas também no comportamento do lineamento que apresenta ângulos maiores de caimento.

O granito Cantareira, chamado "Pirituba" por Moraes Rêgo (1937) é ligeiramente mesocrático, dada a abundância de biotita, com arranjo sub-paralelo, imprimindo a foliação da rocha. Ressaltam-se nêlo grandes cristais de microclínio, brancos ou róseos que, no geral, não acompanham a foliação, dando à rocha textura porfiróide. São comuns nos microclínios, inclusões de biotita, geralmente sem orientação.

Nos contatos com os grandes cristais de microclínio

é freqüente o deslocamento de placas de biotita, sugerindo a acomodação deste mineral por ocasião do crescimento do microclínio. A distribuição e freqüência dos grandes cristais de microclínio são heterogêneas, às vezes, num mesmo afloramento. Em zonas pegmatóides nota-se abundância de feldspatos que diminuem gradualmente em número e tamanho, passando a zonas onde a textura é quase equigranular.

Em algumas áreas, perto do contato com as encaixantes e mesmo no interior do corpo granítico, existem zonas onde os cristais de microclínio chegam a atingir 10 cm de comprimento ou mais, dispostos paralelamente às placas de biotita. Nestes casos a foliação apresenta pequenas dobras de fluxo, irregulares, indicando grande mobilidade durante a formação dos feldspatos.

Ao longo do limite norte do granito Cantarcira o contato raramente é brusco, sendo mais comum uma zona de transição onde se intercalam, paralelamente ao contato, zonas graníticas pegmatóides e xistos. Localmente estas zonas pegmatóides são ricas de turmalina. Quando não pegmatóide a foliação do granito é paralela à orientação dos xistos.

Na área do contato NE do granito, as encaixantes sofreram localmente acomodação considerável, de até 90° em relação à estrutura regional e nos xistos, o ângulo de caimento do lineamento, pode ultrapassar 35°. O contato nesta área também ora é brusco ou de transição, alternando-se xistos e zonas graníticas.

Ao longo do contato NE-E os xistos sofreram deformação intensa provocando pronunciado enrugamento e plissamento. Nos xistos formam-se dobras de escala mesoscópica, a microscópica que se refletem também na escala megascópica. O mesmo fenômeno ocorre também, embora com menor intensidade, na área do contato SE.

Nestas dobras secundárias a posição dos eixos geralmente concorda com a direção dos eixos das dobras maiores, mas apresenta grandes variações no caimento. (Figs. ns. 5, 6 e 7)

Como já mencionado, a foliação no granito é paralela à forma alongada do corpo intrusivo. A direção e o caimento do lineamento dos xistos e anfíbolitos inclusos no gra

nito concordam também com os das encaixantes, sugerindo a forma de um domo alongado.

O mergulho da foliação é variável, tanto no ângulo como no sentido do mergulho.

Comum no granito Cantareira é a abundância de xenólitos de escala mesoscópica e grandes zonas de xistos e anfibolitos, em escala megascópica, conservados no interior. Algumas zonas destes xistos possuem quase 1 km de largura, podendo o comprimento ultrapassar 8 km. Nos anfibolitos o lineamento decorrente do alinhamento de prismas de anfibólio é freqüentemente bem desenvolvido. Nos contatos frescos com o granito, o anfibolito mostra evidências de metassomatismo.

b. Granito Mairiporã.

O granito Mairiporã aflora ao norte da cidade de Mairiporã formando um "stock" alongado de direção NEE-SWW. Possui comprimento de 14 km e cerca de 4 km na largura máxima, ocupando área pouco superior a 30 km².

Ressalta-se morfológicamente formando uma pequena serra, com altitude máxima de 1.150 m e desnível, no lado sul, de 400 m. Está encaixado em xistos e filitos, geralmente alterados até grande profundidade. Nestes estão preservadas estruturas originais como estratificação e lineamento, bem como variações na granulação de estratos originalmente mais argilosos e mais arenosos.

A orientação geral das encaixantes é NEE-SWW, predominando o lineamento com caimento para NE, de até 20°. Na área SW do corpo granítico, as encaixantes estão localmente orientadas para NW.

O contato N do granito Mairiporã é paralelo com a direção das encaixantes e o contato sul, ao longo do rio Juqueri, possui reentrâncias que são acompanhadas pelas estruturas das encaixantes. Estas mostram nítida acomodação por ocasião da fase intrusiva.

A rocha possui cor cinza clara, onde se ressaltam cristais de microclínio, de cor branca, com comprimento médio de 2 cm, que em certas zonas limitadas atingem 5 cm. Nas proximidades dos contatos o granito apresenta foliação nítida.

ser em zonas fracamente pegmatóides, onde orientam-se sub-
-paralelamente às placas de biotita.

Ao redor dos cristais maiores de microclínio, as placas de biotita acompanham o contorno, indicando desloca-
mente destas por ocasião da formação do microclínio.

O granito é rico em xenólitos, geralmente de poucos decímetros de comprimento, constituídos de xistos e raramente quartzitos. A orientação dos xenólitos é paralela à foliação do granito, frequentemente com contatos bruscos. Não raro, ressaltam-se nos xenólitos de xistos, porfiroblastos de microclínio, semelhantes aos do granito (foto n. 3).

Como já dito, a foliação do granito é melhor desenvolvida nas proximidades dos contatos e, principalmente na zona terminal NE, a foliação assemelha-se à estrutura gnáissica, com intenso cisalhamento dos minerais. O mergulho da foliação para o interior do corpo granítico, ao longo dos contatos norte e sul,, sugere que o granito tenha forma lenticular.

c. Granito-gnáisse.

milonítico
Granito Lenticular

Ao norte do granito Mairiporã, aflora um corpo granítico, parcialmente representado no mapa geológico, encaixado em xistos e filitos. Ressalta-se morfologicamente, em relação às encaixantes, ocupando as partes mais elevadas. No mapa geológico é apenas representada a área W deste granito, que aumenta em largura para E.

Como já dito, difere dos outros dois corpos graníticos descritos, pela sua estrutura fortemente orientada, paralela às encaixantes. Possui forma de cunha, com mergulho paralelo às encaixantes. Na zona terminal desta cunha de granito, os efeitos do tectonismo foram mais intensos e transformaram o granito numa brecha tectônica, com estrutura de aspecto de "flaser". Estão presentes numerosas faixas miloníticas, com espessuras variando desde centimétricas a decimétricas.

Os melhores contatos do granito-gnáisse com as encaixantes são observados em cortes da via Fernão Dias e na antiga estrada de rodagem São Paulo-Atibaia. As encai-

xantes são xistos e filitos em alternância com camadas de metassiltitos e quartzitos finos. O contato com o granito é brusco e ambas as rochas acham-se intemperizadas, aflorando granito fresco a um metro do contato. Nas encaixantes não se notam sinais de movimentação, ao passo que o granito, já no contato é brechado. Mais a E, a milonitização e cisalhamento no granito não são tão conspícuos, mas a foliação é bem desenvolvida. A atividade tectônica que afetou o granito-gnaiss se foi repetida, pois os milonitos são cortados por falhas, mais ou menos paralelas às zonas de milonitização.

Em lâmina delgada ressaltam-se porfiroclastos de feldspatos orientados e embutidos numa matriz finamente granulada, de grânulos de quartzo, feldspatos e micas. Não raro a biotita está alterada para muscovita.

Em porfiroclastos de microclínio as inclusões de plagioclásio e biotita exibem as mesmas relações paragenéticas que nos granitos.

Nas zonas onde cisalhamento e movimento tectônico foram intensos desenvolveu-se textura fluidal, na qual se ressaltam pequenos porfiroclastos de feldspatos. (fotomicrografia n. 6)

V - PETROGRAFIA DOS GRANITOS1. PLAGIOCLÁSIOS

Em geral os plagioclásios formam nos granitos a porção mineral mais abundante. O tamanho, forma e estágio de alteração são muito variáveis, ocorrendo desde pequenos grãos, de contorno irregular, até cristais grandes, com comprimento superior a 1 cm. A composição varia de An-20 a An-30, predominando os de composição An-25 a An-28, às vezes, com pequeno zoneamento oscilatório. As geminações mais comuns são segundo as leis da Albita e Periclínio e menos frequentemente segundo Albita-Carlsbad.

Predominam cristais xenomorfos, com bordas irregulares e corroídas, mas podem ocorrer também cristais com tendência automorfa.

Muito comum é a ocorrência de cristais quase frescos associados a outros alterados, nos quais se observam abundantes inclusões de palhetas de sericita, muscovita, grânulos de epidoto e caolinita (?). Não raro estas inclusões são bem pequenas, dando aos cristais aspecto "nublado".

A distribuição das alterações nos plagioclásios é heterogênea, existindo desde uniformemente espalhadas por todo o mineral, até alteração incipiente nas bordas ou na parte central.

É muito frequente a existência de alterações nos plagioclásios dentro do microclínio. Nestes casos, os plagioclásios estão bastante alterados na parte central que é delimitada bruscamente por uma auréola límpida, de espessura ao redor de 30 a 40 microns. Opticamente as auréolas estão em continuidade com o núcleo mas apresentam refringência ligeiramente menor e maior birrefringência, possuindo portanto mais moléculas de albita. (fotomicrografia n. 3)

Estas inclusões de plagioclásio são remanescentes não assimilados pelo microclínio, mostrando vários estágios de transformação. Assim, nos plagioclásios maiores, os con -

tôrnos são normalmente irregulares e corroídos, enquanto que nos menores a forma é geralmente arredondada.

Os plagioclásios pertencem a duas gerações, o que é indicado pela existência de cristais de plagioclásios sericitizados inclusos em outros quase frescos. A composição dos plagioclásios da segunda geração poderá ser de até An-30.

Nos plagioclásios da primeira geração a intensidade da alteração que originou a sericitae oepídoto foi maior. Nos da segunda geração a alteração é incipiente, normalmente nas bordas ou inexistente. Possuem tamanho variável e podem conter inclusões de quartzo, plagioclásio da primeira geração, às vezes, intensamente alterado, biotita e raramente, em cristais frescos, pequenas zonas de calcita. Nos maiores a tendência é para idiomorfismo, mas as bordas são denteadas, com pequenas extensões anastomosadas, para os minerais vizinhos, que são englobados parcial ou totalmente.

Nos contatos com microclínio, o plagioclásio frequentemente é mirmequítico e excepcionalmente, quando o plagioclásio está incluso em microclínio. Mirmequita ocorre nos plagioclásios das duas gerações. Em zonas cisalhadas, o plagioclásio pode apresentar-se com planos de geminação curvos. De modo geral, os feldspatos são mais resistentes à ação de esforços mecânicos, formando porfiroclastos ovóides ou angulosos, rodeados por minerais finamente granulados. (Fotomicrografias ns. 2 e 6)

2. MICROCLÍNIO

O feldspato potássico observado nas rochas da região é o microclínio, constituindo mineral conspícuo nos granitos. A ocorrência deste mineral é muito variável e aparece desde a forma de pequenas zonas, de contorno irregular, em plagioclásios e grãos monomórficos na massa da rocha, passando gradualmente a megacristais, bem formados, porfiroblastos, cujo comprimento poderá exceder 10 cm.

Com exceção dos cristais maiores e megacristais, a forma é normalmente irregular, com bordas frequentemente suturadas. Comum é a geminação múltipla em grade e mais rara a de Carlsbad. No geral o microclínio apresenta-se fresco,

contendo freqüentemente inclusões de outros minerais , sendo os mais comuns plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, sericitita e titanita. As inclusões de biotita e plagioclásio, em alguns cristais grandes, estão dispostas paralelamente às faces do cristal (fig.n.15).

É provável que as inclusões nos porfiroblastos de microclínio, que não se formaram por reações internas subsequentes, fizessem parte da massa rocha antes do início do crescimento dos microclínios e à medida que estes cresceram, as inclusões foram deixadas "in-situ" por uma das seguintes razões:

- 1 - a superfície do porfiroblasto não forçou o deslocamento dos grãos.
- 2 - os grãos, por alguma razão, não foram substituídos pelo cristal quando crescia por substituição

O microclínio mostra nitidamente origem de substituição, seja crescendo dentro de plagioclásios e substituindo-os ou desenvolvendo-se sob a forma de poiquiloblastos, englobando os outros minerais e assimilando parcial ou totalmente os plagioclásios. Às vezes, quando se forma dentro de cristais grandes de plagioclásio, inicia-se o desenvolvimento progressivo do microclínio em vários setores do mineral . O feldspato potássico é freqüentemente pertítico, ocorrendo as vênulas de albita melhor desenvolvidas nos microclínios da massa da rocha que nos porfiroblastos. As vênulas de plagioclásio apresentam-se sob forma de finos cordões dispostos de modo variado, ora entrelaçados, ora paralelos ou mesmo irregulares. A intensidade das vênulas de albita varia não só nos microclínios de uma mesma lâmina, mas também poderá ser variável em diferentes zonas do mesmo mineral. Normalmente , as vênulas de albita são mais freqüentes nas bordas do microclínio ou ao redor/dos plagioclásios parcialmente substituídos , dentro do microclínio. Neste mineral, zonas turvas bem delimitadas são indícios da substituição total de plagioclásios.

3. QUARTZO

Seguindo-se aos feldspatos, o quartzo é o mineral

mais abundante nos granitos, com volumes variando de 15 a 30% da rocha. É quase sempre de contorno irregular e rico em suturas. Em quase todas as lâminas estudadas apresenta sinais de esforços, em intensidades variáveis, mesmo, às vezes, quando incluso no microclínio. Os indícios de esforços e cataclase são a forte extinção ondulante, fraturamento dos grãos, formação de rosários alongados e agregados de microgrânulos ao redor de grãos maiores, também fraturados. Em zonas mais cisalhadas acumulam-se microgrânulos de quartzo ao redor ou nas zonas de "sombra" de cristais de feldspatos maiores, menos afetados pela ação dos movimentos. (fotomicrografia n.5).

São comuns inclusões sólidas, microscópicas, de material opaco, provavelmente hematita, dispersas na parte central ou mais regularmente ao longo de planos.

Não raro existem concentrações mais ou menos alongadas, de vários milímetros, de grande número de grãos de quartzo, sugerindo sua preexistência ao se formar o granito. Em zonas de contato, principalmente no contato sul do granito Mairiporã, a indicação da contaminação de grãos de quartzo anteriores é ainda mais sugestiva, não só pela abundância, mas também pela uniformidade da forma e tamanho, tanto na matriz como em inclusões nos microclínios. Neste caso, a extinção ondulante é ausente ou fracamente desenvolvida. (fotomicrografia n. 9)

4. BIOTITA

É o mineral máfico dominante, freqüentemente com disposição sub-paralela, determinando a foliação da rocha. O tamanho é variável, mas, no geral, as placas possuem comprimento inferior a 2 mm. Mais comum é a biotita esverdeada, com pleocroísmo: X (amarelo esverdeado) e Z (verde-escuro a quase preto), $N_y = 1,62$ a $1,63$. Biotita parda ou castanho-esverdeada é menos freqüente e quando existente, pode mostrar passagem para cor esverdeada nas bordas e ao longo de planos de clivagem. As biotitas pardas e esverdeadas são normalmente rodeadas de grânulos de leucoxênio e não raro possuem agulhas de rutílio. Na biotita são comuns inclusões de titanita, apa

tita, zircão, allanita, epídoto, opacos e quartzo e pode estar incluída em microclínio. Zircão e allanita formam halos pleocroícos e raramente titanita (ou xenotima?).

Em áreas onde a biotita é de cor castanha, a rocha normalmente apresenta pequena intensidade de deformação nas biotitas e cisalhamento nos grãos de quartzo. Em áreas movimentadas, a cor é esverdeada, indicando ser esta cor secundária e a alteração consequência da ação de esforços e posterior percolação de soluções hidrotermais. Segundo Schwartz (1958) a alteração de biotita para clorita é uma feição característica de alteração hidrotermal.

A biotita apresenta várias fases de transformação para clorita, iniciando-se com a libertação de TiO_2 , que se concentra em microgrânulos de leucoxênio ao redor do mineral e também ao longo de planos de clivagem. No estágio seguinte passa a ter cor esverdeada, devido ao enriquecimento relativo em ferro como consequência da perda de titânio (Hall, 1941) e finalmente passa a clorita.

As inclusões de acículas de rutílio, no processo de cloritização, dão lugar a agregados de leucoxênio, às vezes, conservando a mesma posição das acículas e no estágio de clorita o rutílio desaparece, permanecendo os grânulos de leucoxênio ao redor do mineral. Estes darão origem aos cristais de titanita. Em algumas lâminas, podem ser reconhecidos num indivíduo apenas, os vários estágios de cloritização da biotita (fig. n.º 16).

Em zonas movimentadas e cisalhadas além da alteração para clorita, a biotita pode alterar-se para muscovita, principalmente nas partes terminais do mineral e ao longo dos planos de clivagem. A presença de epídoto (zoisita?) dentro da biotita verde, não raro de contornos irregulares e englobando a biotita, parece indicar que o epídoto é também produto da alteração da biotita.

5. ACESSÓRIOS

Titanita.

É um mineral acessório comum, não só nos granitos,

mas também nos hornfels e xistos encaixantes dos granitos. São comuns cristais idiomorfos, que chegam a atingir 5 mm no seu maior comprimento, às vezes, com geminação múltipla. As relações paragenéticas deste mineral com a biotita já foram descritas. Outra indicação da origem secundária, nos cristais maiores, são as inclusões de apatita, zircão e biotita. Nas zonas graníticas onde a cloritização das biotitas é mais intensa, os cristais de titanita aumentam em número e tamanho. Às vezes, apresentam fracos halos pleocróicos ao redor da biotita.

Allanita.

Como a titanita, a allanita é frequente nos xistos, hornfels e granitos. A forma idiomorfa é comum, bem como a geminação (100). Normalmente está alterada, em proporções variáveis, chegando a ser quase isótropa e envolvida por epidoto (fotomicrografia n. 4).

Em algumas lâminas foram observados, na biotita, halos pleocróicos de pequena intensidade ao redor de grânulos de allanita.

Apatita.

Prismas de apatita ocorrem em número e tamanho variáveis, que chegam a atingir 5 mm de comprimento, em lâminas onde as biotitas estão bastante cloritizadas. É bastante provável que alguns cristais de apatita tenham origem tardia ou secundária, pelo fato de conterem inclusões de outros minerais, inclusive biotita.

Zircão.

Em algumas lâminas grânulos ou prismas de zircão são abundantes e noutras, quase ausentes. Quando incluso na biotita, o zircão forma halos pleocróicos intensos e normalmente possui forma prismática.

Epídoto.

Como já descrito, grânulos de epídoto são comuns dentro dos plagioclásios sericitizados. Ocorrem também entre

os demais minerais da rocha, às vezes, formando cristais idiomorfos ou hipidiomorfos, que podem ultrapassar 1 mm de comprimento e geralmente associados à biotita. Possuem inclusões de zircão, apatita, opacos e allanita. Em algumas zonas de milonitização antiga, faixas verdes centimétricas são constituidas essencialmente de epídoto. Moraes Rêgo e Souza Santos (1938) consideram a clinozoisita originada de plagioclásios e o epídoto como mineral deutérico da fase final da cristalização do magma. Coutinho (1953) admite para o epídoto dos granitos da região de São Roque uma origem tardia, hidrotermal ou secundária.

Muscovita e Sericita.

Sempre secundária, formada a partir de biotita ou plagioclásios. Nos turmalina granitos a muscovita é, aparentemente, primária.

Turmalina.

É um acessório raro e accidental nos granitos, mas comum em zonas pegmatóides e turmalina granitos, formando - prismas que atingem dimensões centimétricas.

Opacos.

Os principais acessórios opacos, nos granitos, são magnetita, titanomagnetita ou ilmenita e piritita. Nos opacos, ricos em TiO_2 , é comum uma auréola de grânulos de leucóxênio que os substituem parcial ou quase totalmente.

VI - DISCUSSÃO SOBRE A ORIGEM DOS GRANITOS

Para a "mise-en-place" dos granitos podem ser aventadas as seguintes hipóteses:

- 1 - Intrusão e diferenciação de magma granítico, com ou sem assimilação das encaixantes.
- 2 - Granitização regional.
- 3 - Intrusão sintectônica de magma ácido, assimilação parcial das encaixantes e posterior metassomatismo.

xxx § xxx

- 1 - Intrusão e diferenciação de magma granítico, com ou sem assimilação das encaixantes.

A idéia de que os granitos tipo "Pirituba", na série São Roque, são resultado da consolidação de magma granítico foi defendida por vários Autores. Para Moraes Rêgo e Souza Santos (1938) o granito que forma a serra da Cantareira originou-se por "consolidação em condições bastante profundas que asseguram processo lento na sequência normal". Barbosa (1941) no estudo dos granitos da área de Apiaí considera o granito como "um produto clássico da cristalização de um magma granítico". Coutinho (1953) admite para os granitos da região de São Roque origem magmática e intrusiva, acompanhada de contaminação considerável das encaixantes. Cordani et al. (1961) consideram o granito Cantareira como provável intrusão pós-tectônica formado "por simples cristalização a partir de magma de composição ácida", apesar de admitirem assimilação das encaixantes.

Contra a hipótese acima devem ser mencionadas algumas particularidades estruturais e texturais dos granitos, especialmente os estudados neste trabalho:

- a - Admitindo ser a foliação do granito resultado do fluxo do magma durante a intrusão, deveriam estar orienta

dos não só as placas de biotita, mas também os "fenocristais" de microclínio. No entanto, quartzo, biotita e plagioclásio podem apresentar evidências de deformação anterior ao microclínio.

b - O crescimento tardio do microclínio, substituindo parcial ou totalmente plagioclásio, já foi descrito à pag. 23.

c - A existência de uma segunda geração de plagioclásios, sem apresentar fenômenos de sericitização e epidotização, ou apenas de forma incipiente.

d - Em xenólitos de xistos, nos granitos, ocorrem porfiroblastos centimétricos de microclínio, idênticos aos dos granitos, indicando que cresceram em idênticas condições. (foto n.3.

e - O marcante paralelismo entre a orientação estrutural dos xistos e anfibolitos dentro do granito Cantareira e a foliação do granito, bem como o paralelismo da foliação deste com a orientação das encaixantes, exclui a possibilidade de ter ocorrido intrusão de magma como um todo. Se estes xenólitos de escala megascópica tivessem caído dentro do magma ou câmara magnética, suas posições certamente seriam orientadas ao acaso.

f - A grande variação dos volumes de quartzo e feldspatos nos granitos (fig. n. 2) indica que além da considerável assimilação de rochas preexistentes houve variação na intensidade do processo responsável pela formação dos feldspatos, especialmente os potássicos.

2 - Granitização regional

O primeiro pesquisador a defender a tese da origem dos granitos tipo "Pirituba", na série São Roque, por processos de granitização, foi Guimarães (1936, 1937).

Observou e descreveu minuciosamente o processo da microclinização a partir do oligoclásio e quartzo, concluindo naquela época ter sido o granito uma rocha originalmente de "composição quartzo-diorítica que foi milonitizada, como

mostram os núcleos de granulação fina, alterados e posteriormente granitizado por embebição feldspática."

A primeira vista, o paralelismo das estruturas das encaixantes com a dos granitos, a abundância de xenólitos e também as zonas remanescentes de xistos e anfibolitos no granito Cantareira, além das relações paragenéticas dos minerais do granito, poderiam sugerir origem metassomática para os corpos graníticos.

Para o autor, no entanto, as relações estruturais íntimas entre encaixantes e granitos que serão discutidas a seguir, além do baixo grau de metamorfismo das encaixantes, indicam que a fase metassomática por si só, não poderia ter sido a responsável pela origem dos corpos graníticos.

3 - Intrusão sintectônica

Os corpos intrusivos da área estudada, pela forma, estrutura e posição estrutural em relação às encaixantes, enquadram-se dentro da classificação de granitos sintectônicos ou "intrusions granitiques syncinematiques" de Raguin (1946).

No conceito deste Autor, estes granitos formam grandes faixas ou sills lenticulares, concordantes com os eixos tectônicos, mostrando uma textura variável, frequentemente gnáissica, inclusões orientadas e milonitos concordantes com as estruturas associadas, indicando prolongação do movimento durante e após a consolidação.

Também pela composição mineral, com presença de porfiroblastos de microclínio, numa matriz granodiorítica, situam-se neste tipo de jazigo, segundo descrições de Marmo (1962).

Read (1957, p. 320), na discussão sobre intrusões sintectônicas, afirma que a forma e estrutura do corpo intrusivo, por si sós, não são suficientes para, ^{optar} por tal origem, havendo necessidade de uma série de observações de detalhe, ^{que} levam frequentemente a deduções difíceis.

Serão a seguir analisadas e discutidas as relações e o comportamento das encaixantes e estruturas internas dos corpos graníticos a fim de possibilitar um quadro de sua evo

Injeção geotectônica.

a. Encaixantes e contatos com granitos.

A forma lenticular nos corpos intrusivos é particularmente bem desenvolvida no granito-gnaiss e granito Mairiporã, com suas terminações em forma de cunha e contatos paralelos à estrutura das encaixantes.

No granito Cantareira a forma lenticular no contato NE não é tão conspícua, mas de modo geral a direção estrutural das encaixantes acompanha os contatos.

As encaixantes nos granitos Mairiporã e Cantareira sofreram acomodação por ocasião da fase intrusiva. Esta acomodação é bem marcante na área do contato N-NE-E do granito Cantareira e ao longo do contato sul do granito Mairiporã, onde as direções de acamamento, nas rochas metassedimentares, acompanham as reentrâncias e saliências do granito.

Esta acomodação, resultante da fase intrusiva, provocou um aumento no ângulo de caimento do lineamento e dos eixos das dobras de arrasto, principalmente junto à parte terminal NE-E do granito Cantareira.

Estruturas similares nas encaixantes, resultantes da fase intrusiva, foram descritas por Teefethen (1954), Knoff (1955), Turner e Verhoogen (1960), Knill e Knill (1961) e outros.

Principalmente ao longo do contato norte do granito Cantareira notam-se, nos filitos e xistos, crenulações e microdobras, com eixos de caimento variável, associadas a pequenas falhas reversas, de grande ângulo de mergulho. (figs. ns. 5, 6 e 7)

Segundo Rickard (1961) crenulações estariam associadas a dobramento secundário e superimposto, podendo ser a orientação dos esforços a mesma da deformação anterior.

As direções das crenulações e microdobras são, em geral, paralelas às dobras maiores e também ao contato com o granito. Apenas varia a posição do caimento dos eixos das microdobras e crenulações, que em pequenas distâncias, num mesmo afloramento, mudam de 0° a 90°. Essas microdobras e crenulações devem ser resultado da acomodação das encaixantes

menos competentes, por ocasião da fase intrusiva que atuou como esforço superimposto ao dobramento regional.

Nos três corpos graníticos os contatos com as encaixantes são intrusivos e geralmente nítidos, com exceção do contato N-NE do granito Cantareira. Infelizmente, as encaixantes estão quase sempre alteradas, mas boas exposições frescas ocorrem no contato norte do granito Cantareira, nas proximidades da cidade de Mairiporã, na Pedreira Cantareira.

Neste afloramento a direção dos xistos é paralela ao contato com o granito, ocorrendo injeções de material granítico ao longo dos planos de xistosidade. O material injetado é similar ao dos granitos. Os feldspatos apresentam as mesmas relações paragenéticas, notando-se apenas uma maior intensidade na sericitização e epidotização. Nas biotitas do granito a alteração é apenas incipiente, com formação de grânulos de leucocoxênio ao redor do mineral.

Já no xisto, os plagioclásios não estão sericitizados e a biotita é fresca, sem libertação de titânio, com pleocroismo bastante forte: X (amarelo-palha) e Z (castanho avermelhado).

Nos contatos do granito Mairiporã a rocha possui, numa faixa de alguns decímetros de espessura, granulação fina e textura fluidal bem desenvolvida. Em lâmina delgada, a abundância de concentrações de grãos de quartzo, de tamanho uniforme, sugere contaminação das encaixantes.

b - Estruturas internas

Nos granitos, das estruturas internas, a mais conspícua é a foliação e é formada principalmente pelo alinhamento paralelo das placas de biotita e, apenas excepcionalmente, pelo arranjo sub-paralelo de porfiroblastos de microclínio.

É melhor desenvolvida nas proximidades dos contatos, chegando a apresentar, às vezes, estrutura gnáissica, ao passo que na parte central a orientação das biotitas é fracamente perceptível ou praticamente ausente.

Em algumas zonas onde deve ter havido grande mobilidade, os minerais - neste caso biotita e feldspatos - for-

mam dobras de fluxo, irregulares.

A foliação nos granitos, com mergulhos fortes nas proximidades dos contatos deve ser considerada uma feição primária e indicadora de uma fase magmática parcialmente cristalizada e ainda em movimento.

A bem da verdade, deve ser mencionado que tem sido criticada a interpretação de considerar-se a foliação como feição primária, em corpos graníticos, onde esta é bem desenvolvida nas proximidades dos contatos e praticamente ausente na parte central. Read (1957, p. 230) menciona um exemplo no qual a foliação de um granito gnáissico foi interpretada diferentemente por 3 autores, como sendo:

- rocha intrusiva com deformação protoclastica.
- granito deformado no estado sólido por deformação epizonal.
- granito sintectônico.

A favor da hipótese^{de}/ser a foliação feição primária deve ser mencionado:

a - Comportamento da foliação ao redor de xenólitos dentro do granito

As placas de biotita rodeiam os xenólitos acompanhando o contorno e irregularidades do contato. Como os xenólitos alinham-se paralelamente à foliação regional, pode-se concluir que estes encraves não sofreram rotação após a consolidação da massa intrusiva (Balk, 1948).

Esta orientação primária nos granitos é interpretada por H. Cloos como devida ao fluxo do magma durante a intrusão. Admite ser a foliação paralela às superfícies de fluxo do magma em movimento (in Turner e Verhoogen, 1960).

b - As zonas de xistos e anfibolitos conservadas dentro do granito, especialmente no granito Cantareira, possuem orientação estrutural paralela à estrutura regional das encaixantes e concordam com a foliação do granito. Este paralelismo entre estruturas das encaixantes, foliação dos granitos e remanescentes da fase anterior à intrusão, principalmente os de escala mesoscópica, conservados dentro dos granitos, não po-

de ser simplesmente fortuito.

O paralelismo entre encaixantes e os xistos e anfibolitos dentro dos granitos concorda também na orientação e caimento do lineamento, o que poderia ser interpretado de três maneiras:

1. Estes remanescentes representam partes do teto da câmara magmática, verdadeiros tetos pendentes, indicando que a intrusão ocorreu no fim da fase orogenética, quando a estrutura tectônica regional já havia sido delimitada.

2. Zonas relicárias não granitizadas, segundo hipótese anteriormente mencionada.

3. Remanescentes não assimilados pelo magma, sem ligação efetiva com o teto da câmara magmática.

A favor desta possibilidade existem alguns dados de campo que devem ser mencionados:

- Um afloramento de anfibolito, formando aparentemente pequeno anticlinal dentro do granito Cantareira, na altura do km 538 da via Fernão Dias, é capeado pelo granito. A sua orientação, bem como o caimento do lineamento concordam com a orientação média dos xistos e anfibolitos dentro do granito.

- Pequenas zonas de xistos, cuja escala não permite representação no mapa, estão orientadas paralelamente às zonas de xisto maiores.

- As áreas maiores de xistos, na zona central do granito Cantareira, sugerem pela orientação estrutural, representar um anticlinal parcialmente conservado. (perfil C-D).

c. Origem do magma

Em zonas orogenéticas, principalmente pré-cambrianas, é comum a existência de grandes jazigos graníticos ou granodioríticos ligados diretamente às fases orogenéticas ou da tectônica tardia (late kinematic). Possuem formas alongadas, paralelas aos eixos de dobramentos e frequentemente com cristalização paratectônica.

Quase todos os batólitos possuem zonas relicárias ou estruturas "fantasmas" relacionadas, às vezes, diretamente com as encaixantes. Estas zonas relicárias poderão ser consideradas como prova de assimilação do magma intrusivo ou da granitização "in situ", deixando apenas as rochas menos favoráveis à formação do granito (De Sitter, 1956).

Para magma é adotado o conceito de Turner e Verhogen (1960) como sendo material rochoso móvel, consistindo principalmente numa fase líquida com composição de uma fusão de silicatos.

Durante o processo orogenético, a diminuição da pressão e a presença de água e outros voláteis baixarão o ponto de fusão das rochas. A combinação destes fatores permitirá a formação de líquido magmático e sua intrusão para níveis mais altos da crosta, em temperaturas relativamente baixas (De Sitter, 1956, Tuttle e Bowen, 1958).

Fusões parciais deverão ocorrer em profundidades de 10 a 40 km onde o gradiente geotérmico seria superior a 20°C/km. Como gradientes geotérmicos elevados (i.e., da ordem de 40°C/km) são comumente encontrados em rochas sedimentares, é provável que líquidos de composição granítica serão mais facilmente formados onde estiver presente uma espessa cobertura de sedimentos (Tuttle e Bowen, 1958).

Winkler e von Platten (1958, 1960, 1961) obtiveram experimentalmente fusões anatéticas de composição granítica a tonalítica, usando separadamente argilas com NaCl, argilas com Ca e grauvacas. Em temperaturas pouco abaixo de 700°C e pressão de vapor de 2.000 atmosferas formaram-se fusões anatéticas iniciais e com aumento da temperatura, até 780°C, a fusão chegou a um máximo de 96% na amostra de grauvaca.

Dados experimentais citados por Tuttle e Bowen (1958) indicam que rochas de composição média de granitos poderão iniciar fusão a partir de 640°C e pressões de 4.000 kg/cm², em presença d'água.

Na região estudada predominam rochas de origem pelítica, não só nas encaixantes, mas também nas representadas pelos xenólitos conservados nos granitos.

As posições estruturais e o comportamento dos xistos e das zonas de anfibolitos, no granito Cantareira, sugerem fortemente que estas inclusões não sofreram grandes deslocamentos. Além destes fatos, não seria fácil imaginar a descida de zonas de xistos durante a ascensão de magma altamente viscoso.

O magma intrusivo deve ter-se formado pela fusão dos sedimentos, principalmente pelíticos, do geossinclinal, em profundidades maiores e assimilado, na ascensão, facilitada pela atividade tectônica, as rochas de níveis mais elevados.

As reações entre magmas ácidos e rochas sedimentares ou seus equivalentes metamórficos levam também a um desenvolvimento paralelo de minerais nos xenólitos e no magma contaminado. Os magmas contaminados, formados pela reação com folhelhos, tendem a ser enriquecidos em biotita (Turner e Verhoogen, 1960). Assim se explicaria a mesma associação mineralógica dos xenólitos de rochas metassedimentares originalmente pelíticas e psamíticas e a abundância de biotita nos granitos.

Segundo Tuttle e Bowen (1958), nas regiões superiores, onde a quantidade de líquido é relativamente pequena, o efeito principal da fusão será a recristalização da fração não fundida, em fases cristalinas em equilíbrio com o líquido.

A ação entre o magma ou soluções magmáticas ativas e móveis e as rochas preexistentes leva à formação de granitos, onde previamente existiam rochas metassedimentares.

Como menciona Beloussov (1962), a composição ácida e uniforme dos granitos não é condição inicial, mas o resultado de um grande número de reações seletivas entre os componentes ativos do magma e rochas ao redor.

Para a formação dos granitos da área estudada, pode-se admitir um volume relativamente pequeno do magma intrusivo, pelas seguintes razões:

- a - existência de grandes zonas de xistos, no granito Cantareira, que não foram assimilados pelo magma.

- b - Os xenólitos, com estruturas palimpsésticas, possuem a mesma composição mineral que o granito. Foram recristalizados em equilíbrio com o líquido, por ação de soluções provindas do magma.
- c - As perturbações e acomodações das encaixantes, cuja intensidade diminui à medida que se afastando contato, seriam causadas pela injeção do magma que provocou aumento do volume.

d. Metassomatismo

A observação de que os grandes cristais de microclínio nos granitos, xistos granitizados e em xenólitos de xistos, nos granitos, apresentam as mesmas características e idênticos fenômenos de substituição de plagioclásios, sugere, fortemente que se originaram por ação de um mesmo processo.

A hipótese de que se trata de fenocristais, formados pelo resfriamento do magma está excluída, devendo-se admitir uma origem posterior na qual estes feldspatos cresceram quando a rocha já estava formada. Uma origem metassomática para os grandes cristais de microclínio, a partir de plagioclásio e quartzo, nos granitos tipo "Pirituba", já foi defendida por Guimarães em 1936. No estudo desta rocha, Guimarães observou que o oligoclásio é rico em inclusões microscópicas de muscovita e zoisita e substituído por microclínio. Este teria se formado pela substituição do plagioclásio e quartzo em consequência do processo de granitização a partir de uma rocha de composição quartzo-diorítica (Guimarães, 1936, "927").

a - Sericitização

Em tôdas as lâminas estudadas, de rochas contendo porfiroblastos de microclínio, os plagioclásios estão sericitizados. Nos granitos estão sericitizados principalmente os da primeira geração e possuem grânulos de epídoto com maior ou menor frequência.

As plaquetas de sericita podem estar dispersas re-

gularmente no cristal de plagioclásio ou se concentrar ora mais nas bordas ou no interior e quase sempre associadas com epídoto e raramente calcita.

A formação da sericita e epídoto é certamente anterior ao microclínio. Plagioclásios inclusos no feldspato potássico também estão sericitizados e onde a substituição do plagioclásio por microclínio foi completa, podem permanecer grãos de sericita e epídoto indicando a existência anterior de plagioclásio.

Como já foi dito, no contato do microclínio com o plagioclásio, este é freqüentemente envolvido por uma pequena auréola límpida, de espessura variável, de constituição mais sódica que o núcleo. O contato da auréola com o núcleo sericitizado é geralmente brusco quando a sericitização for menor. (fotomicrografia n. 3).

Segundo Andreatta (1954) a sericitização se dá em condições de metamorfismo tectônico epizonal, com forte pressão dirigida, unilateral e temperatura relativamente baixa, numa recristalização em escala regional durante a orogênese.

Para a área ora em questão, a causa da sericitização dos plagioclásios não pode ter sido motivada apenas por fenômenos ligados à condições de metamorfismo tectônico epizonal. É verdade que nas rochas encaixantes predomina o caráter epizonal do metamorfismo regional. Durante e após a fase intrusiva pressões dirigidas atuaram sobre as rochas formadas, causando intensas deformações e cisalhamentos nos minerais. No entanto, nas lâminas estudadas dos anfibolitos, alguns certamente anteriores à fase intrusiva, os plagioclásios não estão sericitizados ou apenas parcialmente, quando nestes se iniciar a microclinização. Se a atividade tectônica fosse essencial, a sericitização dos plagioclásios deveria ser uniforme, não só nos granitos, mas também nos xistos e anfibolitos anteriores aos granitos.

É mais provável que a sericitização esteja ligada diretamente ao metassomatismo do potássio. Como menciona Eskola (1956), a sericitização é o primeiro sinal do metassomatismo, que leva também a uma descalcificação do plagioclásio (Marmo, 1961).

Segundo Marmo (1961), ao microscópio pode ser visto que o fenômeno da descalcificação do plagioclásio resulta na "albitização" do feldspato, com a formação da auréola limpa, mais albitica e sericitização ou saussuritização.

Quimicamente a sericitização implica na introdução de potássio e a causa da epidotização do componente anortita do plagioclásio seria a água. Ainda segundo Marmo (1961) a seguinte reação esclareceria este processo:

No interior do cristal de plagioclásio sericitizado ou saussuritizado, rodeado de uma porção marginal mais albitica, estes compostos - epídoto e sericita - são uma prova da decomposição do componente anortita do plagioclásio.

Apesar de ser a sericitização o primeiro sinal do metassomatismo de potássio (Eskola, 1956), os sinais mais conclusivos do metassomatismo são o microclínio nos interstícios dos minerais da rocha e o microclínio atacando os plagioclásios. Os remanescentes de plagioclásios encontrados no interior do microclínio, bem como a forma xenomorfa deste, na massa da rocha, são indicação clara de sua formação posterior.

Sericitização anterior ao microclínio tem sido citada por muitos autores: Guimarães (1936, 1937), Cheng (1943), Reynolds (1943), Harry (1953), Seistari (1951, in Bergström, 1963), Eskola (1956), Marmo (1956), Bergström (1963) e outros.

b - Microclinização

A microclinização afetou não só os granitos propriamente ditos, mas também os xenólitos, zonas de xistos e anfibolitos e em menor escala as encaixantes, principalmente nas zonas de xistos granitizados.

Como menciona Eskola (1956) não se pode escapar da

conclusão de que a adição de potássio, por metassomatismo, em plagioclásios anteriormente formados, é um fenômeno de ampla distribuição nos granitos, mas é difícil obter-se uma idéia da importância quantitativa dos diversos tipos de metassomatismo de potássio observado nos granitos.

Admite-se ser a fase metassomática responsável pela formação dos porfiroblastos de microclínio e certamente também, pelo menos em parte, dos microclínios da massa da rocha, além de estar relacionada com o desenvolvimento de plagioclásios da segunda geração. Uma vez que a identificação de eventuais feldspatos potássicos anteriores ao metassomatismo não é possível, não deve ser excluída a possibilidade destes terem sofrido recristalização.

A sericitização dos plagioclásios é considerada como o primeiro sinal de metassomatismo, mas é possível que potássio ocorra em quantidades diminutas nos plagioclásios (Eskola, 1956).

Para os granitos estudados, alguns dados de campo sugerem que o metassomatismo responsável pelo desenvolvimento dos porfiroblastos de microclínio deu-se numa fase pneumatolítica-hidrotermal, pouco após a formação da rocha.

Estes dados referem-se à posição dos porfiroblastos em relação à foliação nos granitos. Em algumas áreas, cristais grandes, cujo comprimento alcança 5 cm ou mais, estão paralelos às placas de biotita. A foliação mostra dobras irregulares indicando ter havido condições de grande mobilidade por ocasião do desenvolvimento dos cristais de microclínio.

O metassomatismo, localmente mais intenso, provocou nos granitos aumento de volume e consequente acomodação sob a forma de dobras de fluxo (Poldevaart, 1954).

Segundo Semenenko (1960) metassomatismo desenvolve-se em zonas de alta mobilidade tectônica, que possibilita a percolação de soluções.

O frequente e intenso cisalhamento dos minerais dos granitos, não raro ausente nos porfiroblastos de microclínio, mostra que a fase metassomática foi precedida de esforços tectônicos que possibilitaram, pelo cisalhamento da ro-

cha, vias para percolação das soluções responsáveis pelo metassomatismo.

Também merece menção a intensa cloritização das biotitas nos granitos e ausente nos xistos mesmo, às vezes, em contato direto com granito.

Chayes (1955) chamou atenção para a possibilidade de haver ligação entre o fenômeno da cloritização de biotitas e a formação de feldspato potássico.

Sendo o potássio um dos constituintes da biotita e praticamente ausente nas cloritas, deve haver considerável libertação e remoção daquele elemento, durante a cloritização.

Como já mencionado, a intensidade de cloritização das biotitas nos granitos não é igual nem uniforme, existindo zonas com biotita parda, geralmente em regiões onde o grau de cisalhamento é menor. Esta cloritização diferencial da biotita pode ter sua origem na ação hidrotermal, permanecendo sem alteração onde não foi atacada. Como nas zonas cisalhadas a biotita é invariavelmente cloritizada, é provável que o cisalhamento tenha propiciado condições favoráveis à percolação de soluções hidrotermais e remoção do potássio das biotitas.

No entanto, é bastante improvável serem estas as únicas fontes de potássio - sericita e biotita - responsáveis pelo desenvolvimento do microclínio.

Como o metassomatismo está restrito aos granitos, seus enclaves e pequenas áreas de xistos granitizados, que serão discutidas a seguir, deve-se admitir que a fase metasomática esteve ligada diretamente ao processo genético dos corpos graníticos.

Das discussões acima, parece óbvio que o fenômeno metassomático poderá ser explicado por soluções ascendentes.

Como já foi referido no capítulo referente à origem do magma, admite-se que este se teria formado pela fusão dos metassedimentos, principalmente pelíticos e psamíticos.

Nos trabalhos experimentais de Winkler e von Platten foram obtidas fusões parciais a partir de argilas e quart

zo, com excesso de água, em temperaturas de 700°C e pressões de 2.000 atmosferas. Esta fusão é, comparada com o material primário, enriquecida em SiO_2 , K e Na. A fração não fundida contém mais Al_2O_3 , MgO e óxidos de ferro que a argila primária. Do resultado destes experimentos nota-se que com aumento da temperatura os elementos necessários para a formação de feldspatos são libertados do sedimento. Contudo, não foi a fusão contendo Si, K e Na que formou os porfiroblastos, mas sim soluções derivadas da fusão anatética. Os valores altos dos ângulos dos eixos ópticos indicam que os microclínios se formaram em temperaturas moderadas (Spencer, 1938) e não a partir da fusão.

No entanto, Marmo (1962) admite que as fontes de potássio não seriam fusões graníticas, mas sim os sedimentos que, em condições hidrotermais, libertariam este elemento que seria depositado alhures, possibilitando feldspatização.

Ainda a favor da hipótese ^{de} serem as soluções derivadas do magma deve ser mencionado que sendo K, Na e Si elementos de grande mobilidade, as soluções ascendentes, percolando os corpos graníticos, possibilitaram a formação da segunda geração de plagioclásios (Bergstrom, 1963 e Semenenko, 1960).

c - Pertitas

O significado petrogenético de pertitas ainda é problema controverso e nos casos em que estas se formam por processos de substituição, comum é a substituição do feldspato potássico pelo feldspato sódico (Deer, Howie e Zussman, 1963).

Pertitas formadas durante o processo metassomático, com substituição de plagioclásio por microclínio, foram descritas entre outros por Nickel (1953), Robertson (1959) e Bergstrom (1963).

Para os microclínios ora em aprêço, a intensidade das pertitas é heterogênea. Existem cristais sem pertitas visíveis e outros, na massa da rocha e porfiroblastos, onde as vênulas de pertitas estão intensamente desenvolvidas.

É provável que a variação na distribuição das per-

titas esteja relacionada diretamente com a paragénese dos microclínios. Nestes, formados parcialmente pela contribuição do plagioclásio, o desenvolvimento de pertitas é mais intenso que naqueles originados principalmente por ação das soluções responsáveis pelo metassomatismo, se bem que a possibilidade de se encontrarem sob a forma de criptopertita não deve ser excluída. (fotomicrografia n. 8)

O aumento de vênulas de pertita ao redor de muitos plagioclásios remanescentes dentro do microclínio também está ligado à fase metassomática e ~~no~~ declínio da atividade das soluções, os plagioclásios inclusos não foram transformados, mas permaneceram como remanescentes.

Por outro lado, em muitas lâminas parece haver uma relação entre a frequência e intensidade das pertitas e o grau de cisalhamento sofrido pela rocha. Assim, naquelas onde os grãos de quartzo não apresentam extinção ondulante pronunciada e formação de agregados de microgrânulos ao redor de cristais maiores de plagioclásio e microclínio, as pertitas são menos comuns que nos casos onde o cisalhamento foi intenso.

Em alguns microclínios da massa da rocha podem existir zonas periféricas nas quais o volume de plagioclásio, nas lamelas, pode exceder o de microclínio, passando a antipertita. É bem possível que esta associação não seja meramente fortuita.

Chayes (1952), na análise de numerosas lâminas de granitos contendo microclínio, observou que existe uma concordância entre o grau de cisalhamento dos grãos de quartzo e a frequência de pertitas no microclínio. Esta associação poderia ser assim explicada:

1. O intenso fraturamento dos grãos de quartzo, ocorrido durante uma fase tectônica, proporcionou condições favoráveis à percolação de soluções mineralizantes.
2. Os esforços tectônicos que provocaram cisalhamento e extinção ondulante do quartzo promoveram a demistura do microclínio metaestável, que de outro modo permaneceria homogêneo.

e - Composição dos granitos

Como já foi mencionado, a composição dos granitos não é homogênea, havendo consideráveis variações nos volumes de feldspatos, quartzo e biotita.

A tabela abaixo apresenta a composição modal de 15 amostras, onde o cisalhamento e deformação foram pouco intensos. Sericita e epidoto, dentro de plagioclásios, não foram computados.

TABELA II

Amostra nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Quartzo	16	20	25	25	24	20	20	17	24	27	14	17	21	18	18
Plagioclásio	29	26	32	19	29	41	33	53	37	43	17	45	43	43	39
Microclínio	31	44	27	38	40	17	37	19	22	19	58	19	5	19	13
Biotita	14	8	8	14	4	14	7	7	10	8	7	14	22	15	22
Acessórios	10	2	8	4	3	8	3	4	7	3	4	5	9	5	8

Amostras ns. 1 a 3 - Granito Mairiporã

" nº 4 - Granito Mairiporã, no contato, com contaminação de quartzo

" ns. 5 a 14 - Granito Cantareira

" nº 15 - Xisto Granitizado

Na fig. 2, no diagrama dos volumes de quartzo, plagioclásio e microclínio, nota-se que nos granitos existe uma variação desde quartzo-dioritos até granitos verdadeiros, predominando, no entanto, granodioritos.

Das amostras mais pobres em feldspato potássico, uma provém de xisto granitizado da Pedreira Coteca e as outras do granito Cantareira, em zonas pobres de porfiroblastos de microclínio.

A mais rica em feldspato potássico também é do granito Cantareira, numa faixa rica em feldspatos e pobre em biotita.

A formação do microclínio, principalmente dos porfiroblastos, por substituição parcial ou total de plagioclásio já foi discutida anteriormente.

Pelo diagrama da fig. 2 e pelas relações paragenéticas dos feldspatos nota-se claramente a tendência dos granodioritos passarem a granitos verdadeiros. No entanto, o problema da existência ou não de feldspato potássico ante-

rior à microclinização ainda permanece aberto. Alguns indí
cios que permitem supor que a rocha original, da fase intru
siva, teria sido de caráter quartzo-diorítico:

1. Mesmo na amostra mais pobre em microclínio, êste mostra sua origem tardia e de substituição.
2. Nos xistos granitizados todo o microclínio originou-se durante o processo metassomático, pois nos xistos não gra
nitizados, próximos ao contato, não ocorre feldspato potás
sico.

Fig. n. 2 - Diagrama da variação dos valores (% de volume) de quartzo, plagioclásio e microclínio, nas rochas graníticas.

4. PEGMATITOS

a. Turmalina Granitos e Pegmatitos Turmaliníferos.

Ao longo do contato norte do granito Cantareira a floram zonas pegmatíticas ricas de turmalina passando localmente a granitos turmaliníferos.

Estas faixas de espessuras e comprimentos variáveis estão orientadas, no geral, paralelamente aos xistos e filitos. As espessuras máximas não excedem algumas dezenas de metros e nestas zonas se desenvolvem granitos leucocráticos, ricos em turmalina, com curiosas estruturas de fluxo.

Nas faixas mais possantes, os granitos turmaliníferos e pegmatitos podem cortar discordantemente os xistos, mas no geral são paralelos e no contato existe uma alternância de xistos e pegmatitos. Nos locais onde existe esta alternância de xistos e faixas pegmatíticas, estas diminuem de espessura à medida que se afastam do contato com o granito.

É principalmente nas faixas pegmatíticas menos espessas que se tornam mais claras as relações entre xistos e a fácies pegmatítica.

O pegmatito acompanha os planos de xistosidade. No xisto, nas proximidades do contato, a rocha está impregnada de cristais de feldspato e prismas de turmalina preta, de poucos milímetros de comprimento, orientados paralelamente à xistosidade. O contato com a zona pegmatítica não é brusco. Observa-se aumento no teor e tamanho dos feldspatos, que alcançam comprimento superior a 2 cm. Dos minerais, na faixa pegmatítica, os mais abundantes são: feldspatos, quartzo, turmalina e em pequena quantidade granada e muscovita, esta localmente mais abundante.

Os feldspatos existentes são microclínio e plagioclásio e nas zonas pegmatíticas delgadas exibem as mesmas relações paragenéticas que nos granitos, com evidentes sinais de substituição do plagioclásio sericitizado por microclínio.

O quartzo, com cisalhamento menos intenso que nos granitos, às vezes, contém inclusão do próprio mineral, sem continuidade óptica, indicando ter havido recristalização.

A turmalina é freqüentemente poiquilítica, com inclusões de quartzo e nos prismas maiores, em secções basais, mostra zoneamento na coloração, sendo a parte interna azul-esverdeado e nas bordas castanho-esverdeado (schorlita?).

Em Perus, a W da área estudada, também na zona do contato do granito Cantareira e xistos, afloram grandes zonas pegmatóides e granitos turmaliníferos com estranhas feições de estruturas de fluxo, localmente ricos de lepidolita, (Hassui, 1963). Nesta região os plagioclásios são mais sódicos e não apresentam os marcantes sinais de substituição pelo microclínio.

Na região de São Roque, Coutinho (1953) menciona estar a turmalina ausente nos granitos e abundante em aplitos e pegmatitos.

A ocorrência de turmalina em zonas pegmatíticas, ao longo do contato norte do granito Cantareira, na área estudada e em aplitos e pegmatitos na região de São Roque, indica ter este mineral se formado num estágio tardio da evolução destes corpos graníticos.

Rankama e Sahama (1950) mencionam o alto teor de boro em sedimentos marinhos. Admitem a possibilidade de que o boro, presentes nas zonas de contato de rochas sedimentares com intrusões graníticas, estaria originalmente presente nos sedimentos e posteriormente concentrado nas proximidades do contato do granito, como resultado de sua grande mobilidade.

Barsukov (1961) no estudo sobre a geoquímica do boro observou que em análises da mesma rocha, contendo plagioclásios sericitizados em intensidades variáveis, havia decréscimo progressivo no teor de boro com o aumento na intensidade de sericitização. Como a turmalina é em muitas rochas granitóides um mineral tardio, admite este Autor que as turmalinas tenham se formado como resultado da libertação do boro dos plagioclásios durante o processo da sericitização em condições de atividade hidrotermal, associada ao metassomatismo. É improvável, para a área ora em aprêço, que todo o boro libertado, durante a sericitização dos plagioclásios, seja responsável pela formação de turmalinas em pequenas áreas res-

tritas aos granitos e pegmatitos turmaliníferos.

Se fôr comum a observação de Lisitskyn e Khitrov (1932) de que epidoto pode ser enriquecido em boro durante a epidotização, é bastante provável que parte do boro libertado, durante a sericitização dos plagioclásios, tenha sido incorporada ao epidoto, frequente nos plagioclásios sericitizados e junto com biotita.

Os pegmatitos turmaliníferos e turmalina granitos representando a fase final da atividade magmática, são mais um dado a favor do metassomatismo dos granitos ter-se dado na fase pneumatolítica-hidrotermal, como proposto por Eskola (1956).

b. Pegmatitos e Aplitos

Os granitos Cantareira e Mairiporã são ricos em aplitos, pegmatitos e zonas pegmatóides. Os aplitos, de pequena espessura, cortam os granitos seguindo planos mais ou menos regulares e são constituídos essencialmente de quartzo e feldspatos. Não foram observados aplitos ricos em turmalina, como os descritos na região de São Roque, por Coutinho (1953).

Os pegmatitos e zonas pegmatóides formam corpos tabulares ou de forma irregular, cortando granitos e encaixantes. A forma e relações de campo sugerem que pegmatitos originaram-se por mais de um processo.

1. Pegmatitos aparentemente intrusivos:-

Possuem espessuras, no geral, inferiores a 1 metro e são constituídos de quartzo, feldspatos, biotita, muscovita e turmalina, com cristais de tamanho centimétrico. No geral, os contatos com os granitos são nítidos e são comuns variações de direção e mergulho, ao longo de um mesmo corpo pegmatítico. (foto n. 8)

2. Pegmatitos e zonas pegmatóides de substituição:-

Possuem formas variadas, geralmente constituindo zonas pegmatóides irregulares, com contatos de transição para o granito. É comum a orientação das biotitas no granito es-

5. XISTOS GRANITIZADOS

Em duas áreas nas proximidades do contato SE do granito Cantareira e noutra no contato NE do mesmo granito, os xistos foram granitizados, originando lentes de paragnáisses, sendo a melhor exposição a que se localiza na Pedreira Coteca, no município de Guarulhos. Nesta ocorrência, os filitos passam gradualmente a xistos, onde aparecem zonas feldspatizadas, com pequenos porfiroblastos, ao longo do acamamento. Camadas feldspatizadas alternam-se com outras sem feldspatização. Os feldspatos aumentam em tamanho e frequência à proporção que se caminha para a área central mais granitizada.

Na parte central a estrutura anterior da rocha é bem conservada. Camadas granitizadas de paragnáisses alternam-se repetidamente com camadas de hornfels, formados provavelmente a partir de rochas carbonatadas impuras e delgadas camadas de quartzitos. As camadas de hornfels variam na espessura desde poucos centímetros até superiores a 2 m.

A segunda ocorrência, também em forma de lente, é cortada pela via Fernão Dias, na altura do km. 554. A estrutura dos xistos anteriores à granitização está conservada, mas não de modo tão marcante, como na anterior.

A terceira área, no contato NE do granito Cantareira é um prolongamento deste corpo granítico. Também nesta ocorrência nota-se, tanto no sentido perpendicular como ao longo da estrutura dos xistos, em direção ao corpo granítico um aumento gradual no tamanho e frequência dos feldspatos.

Esta feldspatização é seletiva e aumenta nas camadas metassedimentares originalmente psamíticas.

A orientação das biotitas é paralela com a estrutura dos xistos e, mesmo nas zonas onde a granitização foi mais intensa, estão conservados vestígios da estrutura original dos xistos, aparecendo agora como faixas mais ricas em biotita, alternadas com outras ricas em feldspatos, especialmente sob forma de porfiroblastos.

Na ocorrência da Pedreira Coteca, os xistos finos não feldspatizados são constituídos essencialmente de quartzo, biotita e muscovita e subordinadamente/epídoto e clorita.

Os grãos de quartzo não apresentam extinção ondu-

T3833

lante e são de tamanho uniforme. Alternam-se delgadas lentes ricas em quartzo com outras ricas em biotita.

A biotita é parda e pode alterar-se para clorita, geralmente da variedade penina. Associado à biotita ocorre comumente epidoto.

Nas camadas com início de feldspatização o primeiro feldspato a se desenvolver é o oligoclásio. Inicialmente é xenomorfo e depois **forma porfiroblastos** com tamanho superior a 0,5 cm, onde o comprimento maior, no geral, não coincide com a xistosidade. As placas de biotita aumentam no tamanho e estão freqüentemente cloritizadas. Porfiroblastos de granadas englobam palhetas de biotita e grãos de quartzo. Porfiroblastos de plagioclásio deslocam lateralmente os demais minerais da rocha.

Com o aumento na intensidade de feldspatização formam-se porfiroblastos de microclínio englobando os demais minerais da rocha, inclusive, nos maiores, os porfiroblastos de plagioclásio.

As relações paragenéticas do microclínio são semelhantes às descritas para os granitos.

Entre as placas de biotita, os grãos de epidoto aumentam em número e tamanho e comumente formam envólucro de cristais de allanita metamítica. Parte da biotita está alterada para muscovita e clorita, libertando TiO_2 que, em microgrânulos de leucoxênio, rodeia a biotita. Estes microgrânulos de leucoxênio são os responsáveis pela formação de titanita, que, em cristais idióblásticos, aumenta em freqüência e tamanho com a alteração das biotitas.

Evidências de que a titanita formou-se a partir do leucoxênio são as inclusões, nos cristais maiores, de biotita, apatita, epidoto e opacos.

Grânulos de zircão existentes nas biotitas dos xistos continuam nas camadas feldspatizadas e formam fortes halos pleocróicos na biotita. A forma comum é prismática, mas excepcionalmente aparecem sob forma de bipirâmides.

Nas zonas atualmente formadas por paragnáisses, os porfiroblastos de plagioclásio e microclínio chegam a ultrapassar 2 cm de comprimento e no oligoclásio podem ocorrer zonas onde se inicia a microclínização. Nestes paragnáisses, os delgados leitos de quartzito são constituídos essencialmente de quartzo, com extinção ondulante ~~em~~ grãos intimamente suturados. Nos quartzitos e localmente nos paragnáisses ocor-

re turmalina (schorlita ?) com pleocroísmo: E (vermelho-violeta) e O (verde-escuro), às vezes, com inclusões de epidoto e biotita. A apatita aumenta também em frequência e tamanho nas zonas mais granitizadas aparecendo sob forma de prismas idioblásticos, onde em alguns se notam, nas secções prismáticas, zonas internas de pleocroísmo acentuado: E (castanho-escuro) e O (castanho-amarelado).

Pela descrição acima nota-se que a composição mineral dos xistos granitizados é semelhante à dos granitos. Na transformação dos biotita xistos, constituídos essencialmente de biotita, quartzo, muscovita e clorita, para paragnáisses houve adição principalmente de K, Ca e Na.

O grau de metamorfismo dos xistos e filitos não feldspatizados em zonas vizinhas aos feldspatizados indica que não houve grande aumento na intensidade de metamorfismo. Aliás, segundo Belousov (1962), não é o aumento da temperatura o fator principal na formação de rochas granitóides, mas sim a ação de soluções mineralizantes móveis e ativas. Estas soluções levam à formação de granitos em lugares onde previamente existiam rochas sedimentares.

A observação de que a intensidade da feldspatização varia na horizontal, perpendicularmente à estrutura dos xistos e é uniforme na vertical, ou seja paralelamente à estrutura, indica que o movimento ascendente das soluções mineralizadoras, originado em níveis inferiores, percolou ao longo das estruturas mais favoráveis.

No paragnáisse da área NE do granito Cantareira, as soluções foram mais ativas nas proximidades do contato, observando-se diminuição da intensidade de feldspatização ao longo da direção dos xistos, à medida que se afastam do granito. A semelhança entre a composição mineral e paragénese dos feldspatos dos granitos e xistos granitizados sugere que, provavelmente, estas zonas granitizadas representam partes superiores laterais do batólito granítico da Cantareira.

A favor desta hipótese deve ser mencionado que "injeções" disseminadas são provavelmente o estágio inicial na formação de batólitos (Belousov, 1962), nos quais estas injeções de material magmático granitizam os estratos da crosta. Esta interpretação é apoiada no fato de migmatização ocorrer abundantemente em zonas vizinhas aos batólitos, de modo a haver uma transição: desde injeções disseminadas

de migmatitos até enormes batólitos. Estas injeções disseminadas incluem rochas granitóides, pegmatitos e granitos gnáissicos (Belousov, 1962).

Deve ser também mencionado que a semelhança na composição mineral dos paragnáisses e os xenólitos dentro dos granitos, ambos originalmente xistos, permite supor que, provavelmente, um mesmo mecanismo - ação de soluções móveis e ativas, ricas principalmente em K e Na - possibilitaram o desenvolvimento de idênticas associações minerais.

O baixo grau de metamorfismo dos xistos, dentro da fácies epidoto-anfibolito, permite concluir que não só os paragnáisses, mas também os granitos, formaram-se em temperaturas moderadas.

6. HORNFEELS

Nos granitos Cantareira e Mairiporã e também nos xistos granitizados na área SE do mapa, rochas metassedimentares passaram a hornfels.

Os mais abundantes são os representados por hornfels pelíticos e em menor proporção psamíticos, além dos derivados de rochas carbonatadas impuras.

a. Hornfels pelíticos

Algumas ocorrências já foram descritas por outros Autores. Moraes Rêgo e Souza Santos (1938) citam concentrações escuras, xistosas, formadas principalmente de quartzo biotita e em pequena proporção plagioclásio e microclínio, como sendo "schlieren", com aspecto de xisto, semelhantes aos das encaixantes. Franco (1958) no estudo das rochas termometamórficas da série São Roque, descreveu vários tipos de hornfels, que afloram na Pedreira Cantareira, na parte sul da serra da Cantareira. Os hornfels descritos por Franco são principalmente biotita-hornfels, quartzo-hornfels e cálcio-sílica hornfels, existentes dentro do granito e que seriam, segundo este Autor, resultado da recristalização de rochas metassedimentares pelíticas, psamíticas e rochas calcárias impuras, na fácies de piroxênio-hornfels, de Eskola.

Nos granitos Mairiporã e Cantareira são comuns xenólitos centimétricos e até de vários metros e no granito Cantareira afloram zonas de xistos ocupando, em área, vários quilômetros quadrados.

Os xenólitos menores, constituídos de metassedimentos, sofreram não só metamorfismo, mas também metassomatismo. Alguns exibem estrutura palimpséstica, alternando-se faixas mais micáceas com outras quartzo-feldspáticas (foto nº 2), São biotita-hornfels e os minerais são os mesmos do granito. Nas faixas escuras predominam biotita e muscovita e nas mais claras, quartzo e feldspatos.

As vezes, alternam-se também estratos de granulação fina com outros de granulação mais grossa. Nêstes, os de

granulação fina, além de quartzo, plagioclásio e micas, apresentam grãos de epidoto, com tamanho superior aos demais minerais. Nos de granulação mais grossa, os plagioclásios, com composição An 28-30, mostram tendência idióblástica. Comum é também a formação de microclínio, desde xenomorfo, na massa da rocha ou sob forma de porfiroblastos que podem ultrapassar 3 cm. de comprimento.

Os plagioclásios, quando associados a microclínio, sugerem pertencer a duas gerações diferentes. Nos da primeira geração, epidoto e sericita são comuns. Sua origem deve-se, ou à existência de plagioclásios no sedimento original, ou a formação posterior, pelo metamorfismo. Os da segunda geração, sem alterações e com tendência a formarem idióblastos, predominam nas proximidades dos contatos com o granito.

As relações paragenéticas do microclínio e plagioclásios sericitizados são similares às descritas para os granitos.

Também a ocorrência de biotita verde, às vezes cloritizada, com libertação de TiO_2 , é similar à dos granitos. Similares são também os acessórios, como titanita, apatita e allanita.

b. Hornfels psamíticos

Foram observadas, nos granitos, várias inclusões decimétricas, constituídas de hornfels psamíticos, originadas, provavelmente, a partir de sedimentos quartzo-feldspáticos. Petrograficamente são constituídos essencialmente de quartzo, oligoclásio, microclínio e pequena porcentagem de biotita.

O microclínio é sempre xenomorfo, ao passo que o oligoclásio, às vezes, apresenta contornos com tendência idióblástica. Os plagioclásios ^{idíaco} são bastante sericitizados e antecederam o microclínio. Este engloba também plagioclásios alterados e não foram observados porfiroblastos.

c. Zonas de xistos no granito Cantareira

No mapa geológico são demarcadas numerosas áreas

de xistos no granito Cantareira. Nestes xistos a intensidade do metamorfismo de contato situa-se na mesma fácies que a dos hornfels pelíticos de pequenas dimensões, mas a influência metassomática é menor ou quase ausente. As associações mineralógicas nestes xistos assemelham-se mais às representantes de metamorfismo regional, que de metamorfismo de contato, propriamente dito.

As associações mais interessantes são de quartzo, biotita, muscovita, granada (almandina?), sillimanita, plagioclásio e turmalina.

Granadas, em cristais idióblásticos, englobam quartzo e biotita. A sillimanita (fibrolita) ocorre como conjuntos de acículas dispersas principalmente na muscovita e quartzo. Esta associação aparece bem desenvolvida, entre outras, numa zona de xistos nas proximidades do km 5⁴³ da via Fernão Dias, nas proximidades da entrada sul do túnel.

Existem zonas de xistos nas quais podem faltar granada e plagioclásio ou sillimanita, outras são ricas em turmalina, formando verdadeiros turmalina xistos, evidenciando acentuada ação pneumatolítica.

No geral a biotita é parda e nas áreas menores de xistos, por ação de atividade hidrotermal, mostra várias fases de cloritização, que se ~~inicia~~ com a libertação de TiO_2 .

A associação mineralógica destas zonas de xistos sugere a sub-fácies sillimanita-almandina-muscovita, da fácies almandina-anfibolito (Turner, 1960).

d. Biotita-hornfels, no contato do granito Cantareira

Em apenas um afloramento foi observado o contato direto e fresco dos xistos com o granito Cantareira. Acha-se nas proximidades da cidade de Mairiporã, no contato norte do granito Cantareira, na Pedreira Cantareira.

O contato com o granito é paralelo à xistosidade e os xistos são ricos em crenulações e cortados por muitos pegmatitos irregulares, às vezes, paralelos à xistosidade.

Nos xistos nota-se uma alternância de leitos de xistos e de material granítico, com aspecto de verdadeiros migmatitos.

A biotita possui pleocroísmo: X (amarelo-palha) e Z (castanho-avermelhado), $N_y = 1,635$, sugerindo abundância de TiO_2 e, às vezes, está alterada para muscovita.

Esta é menos abundante que a biotita e frequentemente possui inclusões aciculares de sillimanita. O plagioclásio, albita-oligoclásio, é fresco, com tendência idióblástica e poiquiloblástica, podendo conter inclusões de sillimanita, quartzo e micas. O quartzo está comumente fraturado e com extinção ondulante. Os grãos de zircão, inclusos nas biotitas, formam fortes halos pleocróicos e em pequena quantidade ocorrem turmalina, apatita e opacos.

Este xisto do contato difere dos xenólitos de xistos, no granito, pela presença de biotita castanho-avermelhada, plagioclásio mais sódico, ausência de epidoto e titanita. A ausência de feldspato potássico e de alterações nas biotitas sugere que, neste local, não atuaram metassomatismo e atividade hidrotermal.

e. Hornfels Cálcio-Silicatado

Junto ao contato norte do granito Cantareira, nas proximidades da Pedreira Cantareira, intercalado nos xistos, aflora um hornfels de rochas cálcio-silicatadas.

A espessura é de poucos metros, não tendo sido possível determinar o comprimento. Este hornfels mostra nítida origem metassedimentar, com alternância rítmica de estratos claros e outros com coloração cinza-esverdeada. Normalmente a granulação da rocha é fina, sub-milimétrica, mas localmente, por ação do metamorfismo e metassomatismo, a recrystalização originou cristais quase centimétricos.

Nos estratos mais claros predominam quartzo e plagioclásio sódico e subordinadamente anfibólio. Nos mais escuros nota-se nítida predominância do anfibólio, da série tremolita-actinolita, com fraco pleocroísmo: X (incolor) e Z (amarelo-esverdeado), $c/Z = 16^\circ$ e $N_x = 1,62$ e $N_z = 1,64$.

Em pequenas zonas irregulares, onde a rocha também sofreu ação do metassomatismo, o anfibólio, com quase 1 cm de comprimento, é normalmente poiquiloblástico e crivado de inclusões de plagioclásio e quartzo.

Comum também é a ocorrência de grânulos de zircão dentro dos anfibólios.

O plagioclásio é poiquiloblástico, englobando prismas de anfibólio e quartzo. Nestas zonas, além da recristalização dos minerais existentes, desenvolveu-se também feldspato potássico.

Este, de forma irregular, englobando os outros minerais da rocha, não apresenta a característica geminção do microclínio, mas apenas extinção ondulante. No entanto, em porfiroblastos de plagioclásio notam-se, no seu interior, zonas de microclinização, onde a geminção em grade está presente.

Cordani et al. (1963) no estudo de rochas cálcio-silicatadas da região de Perus, também no contato norte do granito Cantareira, descrevem rochas algo similares com as ora descritas, que localmente, além do anfibólio, possuem diopsídio.

Segundo os Autores mencionados, estas rochas "teriam sido intercalações de calcários magnesianos impuros" entre os xistos.

Para o hornfels ora descrito, com alternância de estratos ricos em quartzo e feldspatos e outros mais ricos em anfibólio, além da ocorrência de numerosos grãos de zircão, é provável que a rocha original tenha sido um sedimento híbrido, formado por contribuição clástica e química.

híbrido ?

afl. magmática

VII - TECTÔNICA

1. MÉTODOS E SIMBOLOGIA

O estudo dos elementos geométricos estruturais nos granitos e rochas anteriores é baseado em duas técnicas:

- a) Representação no mapa geológico das diferentes unidades litológicas e suas atitudes.
- b) Estudo estatístico dos elementos estruturais medidos no campo. Para a projeção dos elementos estruturais foi usado o hemisfério inferior, do diagrama de Schmidt ("igual área").

Superfícies S - Estruturas planares nas rochas metassedimentares, S₁ = acamamento, S₂ - clivagem de fratura.

Foliação - Estrutura laminada resultante da segregação de diferentes minerais, em estratos paralelos à xistosidade. Nos metassedimentos a foliação quase sempre coincide com o acamamento, o que levou ao desenvolvimento de uma xistosidade de acamamento (bedding schistosity). Segundo De Sitter (1956), este tipo de xistosidade é devido, provavelmente, à recristalização ao longo de planos de deslizamento, paralelos ao acamamento.

Para os granitos considera-se como foliação a orientação paralela de minerais tabulares - micas - (Turner e Weiss, 1963, p. 353).

Lineamento - É adotado o conceito de Cloos (1948), como sendo um termo descritivo, não genético, para estruturas lineares, dentro ou sobre a rocha. A simbologia usada é a recomendada por Turner e Weiss (1963), designando-se os elementos lineares por L₁, L₂.

Eixo de dobra - B

Dobras longitudinais - Eixos paralelos ao alongamento regional do corpo orogénico.

Dobras oblíquas - Dobras com eixos orientados perpendicularmente ou oblliquamente às dobras longitudinais.

2. ESTRUTURAS NOS METASSEDIMENTOS

Como já foi mencionado no capítulo IV, o acamamento nos metassedimentos está, no geral, bem conservado. Os caracteres que sugerem que se trata realmente de acamamento são:

- a) continuidade litológica ao longo do plano da camada.
- b) presença de estruturas sedimentares, como sejam, variação na granulação, acamamento gradativo e, não raro, estratificação rítmica.

O acamamento é melhor conservado nos metassedimentos menos metamorfoseados e particularmente bem visível nas rochas alteradas.

Com o dobramento regional, as dobras foram alinhadas na direção NE-SW, constante para a série São Roque, em todo o Estado de São Paulo. Na área estudada, as dobras longitudinais de direção NE-SW apresentam caimento do eixo para NE.

A fig. n. 3 apresenta o diagrama de contornos da projeção de polos de 400 superfícies S_1 , medidas nas encaixantes dos granitos. Na sua grande maioria predominam as direções N-45°E a N-60°E, com mergulhos de grande ângulo, para sul ou para norte.

As direções e caimentos do lineamento L_1 (paralelos a B), medidas nas encaixantes dos granitos, estão, na sua grande maioria, também orientados N-45°E, com caimento de 20° a 30° NE (fig. n. 4).

No entanto, na observação do mapa geológico, nota-se grande variação na direção do acamamento, em zonas próximas aos contatos com os granitos e uma maior uniformidade nas zonas afastadas. Esta variação é particularmente conspícua na área situada entre os granitos Cantareira e Mairiporã.

Já foi mencionada a existência de acomodações das encaixantes, como resultado da colocação dos corpos graníticos, bem como a ocorrência de microdobras e crenulações nas proximidades dos contatos.

Essas acomodações nas encaixantes levaram à formação de um dobramento superimposto (dobras oblíquas), em esca-

Fig. n. 3 - Diagrama de contôrnos da projeção de 400 superfícies S_1 , medidas nas encaixantes dos granitos. Contôrnos de 15%, 12%, 8%, 6%, 4%, 2% e 1% da área.

Fig. n. 4 - Diagrama de contôrnos da projeção de 100 lineamentos L_1 , paralelos a B, medidos nas encaixantes dos granitos. Contôrnos de 12%, 10%, 8%, 6% e 4% da área.

las mesoscópica e microscópica, que se reflete também na escala megascópica.

Estas estruturas na escala mesoscópica possuem amplitudes variáveis, desde pequenas crenulações (fig. n. 5), passando a microdobras de amplitudes centimétricas (figs. ns. 6 e 7) a decimétricas (foto n. 1) e caracterizam-se pela grande variação na atitude do caimento dos eixos das dobras, mesmo em pequenas distâncias.

Indicações da existência deste dobramento superimposto (dobras oblíquas) estão presentes não só nos dados apresentados no mapa geológico, mas também na formação de um novo lineamento L_2 e clivagem de fratura S_2 .

Este novo lineamento, relativamente raro, ocorre nas dobras de escala mesoscópica (dobras oblíquas) e acha-se orientado perpendicularmente aos eixos das dobras (B) e desenvolvido como resultado do deslizamento de uma camada sobre outra.

Na fig. n. 8 estão representadas as projeções dos polos e traços de S_1 e o lineamento L_2 . Apesar do pequeno número de observações, nota-se a não concordância com o lineamento L_1 da fig. n. 4.

Além do lineamento L_2 , ocasionalmente foi observada a existência de clivagem de fratura (S_2) relacionada com o segundo dobramento. O diagrama da fig. n. 9 apresenta as projeções dos polos de S_1 e S_2 e as intersecções de S_1 e S_2 . A linha formada pela intersecção dessas duas superfícies origina um lineamento diferente de L_1 , tanto na direção como no caimento.

No diagrama da fig. n. 4, nos lineamentos L_1 , apesar de predominar a direção N-45°E, nota-se grande variação na direção e também no caimento, indicando que o lineamento L_1 , não foi destruído durante o dobramento superimposto e representa a direção de B , nas dobras oblíquas. O caimento de L_1 aumenta nas proximidades dos contatos com os granitos, principalmente nas suas áreas terminais.

O paralelismo das zonas de xistos no granito Cantareira, com a estrutura regional, é facilmente observável no mapa geológico. A orientação do lineamento L_1 , destas zonas

Fig. n. 5 - Filito com crenulações, nas proximidades do contato norte do granito Cantareira.

Fig. n. 6 - Filito com crenulações e microdobras, nas proximidades do contato norte do granito Cantareira.

Fig. n. 7 - Filito com estratificação rítmica, apresentando microdobras e falha.

Proximidades do contato norte do granito Cantareira.

Fig. n. 8 - Diagrama da projeção dos polos de S_1 e traços de S_1 e lineamentos L_2 ▲, nas encaixantes dos granitos.

Fig. n. 9 - Diagrama da projeção dos polos de S_1 (acamamento) e clivagem de fratura (S_2) e as intersecções de S_1 e S_2 Δ nos metassedimentos.

Fig. n. 10 - Projeções de 27 lineamentos L_1 , dos xistos conservados no granito Cantareira.

Fig. n. 11 - Diagrama de contornos da projeção de 100 planos de foliação nos granitos. Contornos de 15%, 10%, 8%, 6% e 4% da área.

de xistos (fig. n. 10) também apresenta paralelismo com o lineamento L₁ predominante, nas encaixantes, com a estrutura planar dos granitos (fig. n. 11) e com a direção geral das encaixantes (fig. n. 3).

Esta uniformidade estrutural permite as seguintes conclusões:

- 1 - O dobramento regional antecedeu a colocação dos granitos.
- 2 - A colocação dos corpos intrusivos, paralelamente à estrutura regional, com foliação paralela aos contatos, deu-se ainda durante a fase tectônica.
- 3 - O dobramento superimposto, com formação de dobras oblíquas e desenvolvimento de L₂ e S₂, principalmente nas zonas vizinhas aos corpos graníticos, deve-se à fase intrusiva dos granitos.
- 4 - A conservação das zonas de xistos e anfibolitos, em posição paralela -direção e caimento- à estrutura regional, indica que os corpos graníticos, principalmente o granito Cantareira, representam as partes superiores dos corpos intrusivos.

3. ESTRUTURAS NOS GRANITOS

Nos granitos as feições estruturais mais conspícuas são a foliação, diáclases e falhamentos.

a. Foliação

Como já foi mencionado, a foliação, representada pelo alinhamento das placas de biotita, é melhor desenvolvida nas proximidades dos contatos com as encaixantes. Não obstante, aparece também, com certa frequência, nas vizinhanças das zonas de xistos, dentro do granito Cantareira.

Neste granito, que possui, não só a maior expressão em área, mas também maior complexidade estrutural, a direção da foliação é, no geral, NE, paralela ao contato com as encaixantes.

O mergulho da foliação, geralmente com ângulos superiores a 60°, não é constante no ângulo nem no sentido, às

vêzes, mesmo em pequenas distâncias. As causas da variação dos mergulhos da foliação deverão estar ligadas diretamente ao processo genético dos granitos.

Como já foi discutido no capítulo referente à origem dos granitos, admite-se que estes sejam sintectônicos. Assim, a estrutura planar desenvolvida ainda em condições de tectonismo ativo, apresentando variações no mergulho - sentido e ângulos - reflete, no granito Cantareira, a influência das rochas preexistentes, que foram assimiladas parcialmente pelo magma e também corrobora a hipótese de que, na área estudada, o granito Cantareira representa a parte superior do corpo intrusivo.

No granito Mairiporã, o mergulho da foliação, nos contatos norte e sul, é para o interior do corpo intrusivo. Se estas atitudes refletirem a posição do corpo granítico, em profundidade, o mesmo terá forma lenticular.

Já no granito-gnáisse a foliação, com mergulho para sul, paralela às encaixantes, dá a este corpo, pelo menos na área do mapa, forma de um sill.

No diagrama da fig. n. 11, representando o diagrama de contornos da foliação nos 3 corpos graníticos, nota-se o marcante paralelismo e concordância com a estrutura das encaixantes, representada no diagrama da fig. n. 3.

É possível que a maior frequência dos mergulhos para NW seja meramente accidental e se maior número de observações fosse possível, haveria, provavelmente, simetria na distribuição dos contornos.

b. - Diáclases

Os diagramas de contornos das figs. ns. 12, 13 e 14 representam a distribuição de diáclases nos 3 corpos graníticos.

O da fig. n. 12, totalizando 300 planos de diáclases, no granito Cantareira, principalmente em sua porção NE, mostra 3 máximos de frequência de 6-8%. O máximo no quadrante NW e o submáximo no quadrante SE referem-se a diáclases praticamente longitudinais (ou S, de Balk, 1948), pois

Fig. n. 12 - Diagrama de contornos da projeção de 300 diaclases no granito Cantareira. Contornos de 8%, 5% e 3% da área.

Fig. n. 13 - Diagrama de contornos da projeção de 100 diaclases e 6 planos de foliação, da área terminal NE, do granito Moiriporã. Contornos de 30%, 25%, 20%, 15% e 10% da área.

Fig. n. 14 - Diagrama de contôrnos da projeção de
100 diáclases no granito-gnaísse.
Contôrnos de 20%, 15% e 10% da área.

concordantes com a estrutura planar dos granitos. O outro máximo, no quadrante NE, apresenta diáclases diagonais.

O significado genético dos sistemas de juntas não poderá ser aplicado no sentido restrito, às rochas consolidadas diretamente a partir do magma, como é usado por Balk, uma vez que, na sua formação, atuaram, além dos processos normais da consolidação do magma, também as forças tectônicas regionais contemporâneas.

No entanto, pelo paralelismo entre a estrutura regional e estrutura planar dos granitos, é possível que as diáclases diagonais representem realmente planos de cisalhamento.

No granito Mairiporã, o diagrama de contornos, da fig. n. 13, representa diaclasamentos na área terminal NE, do corpo granítico. Predominam, na sua grande maioria, as juntas transversais ou de tensão, orientadas perpendicularmente à estrutura planar.

Na fig. n. 14, representando as juntas no granito-gnáisse, predominam as longitudinais. O intenso cisalhamento neste granito, aliado à milonitização e falhamentos paralelos à estrutura do corpo granítico, sugerem que estas juntas sejam realmente singenéticas.

c. Falhamentos

Já foi mencionado repetidas vezes que os granitos foram deformados por ação de esforços tectônicos. Estas deformações provocaram cisalhamentos nos minerais e deslocamentos ao longo de planos de falhas.

O cisalhamento está presente em todos os granitos, se bem que a intensidade nem sempre é uniforme. Formalmente é mais acentuado nas zonas terminais e contatos com as encaixantes.

No granito-gnáisse, na área terminal representada no mapa geológico, o cisalhamento é particularmente bem acentuado, ao longo de vários quilômetros, o que imprimiu à rocha estrutura de "flaser". A ação dos esforços levou também à formação de numerosas zonas miloníticas e de brechas, de espessuras

centimétricas a decimétricas, paralelas à forma do corpo granítico.

Observando-se a textura fluidal, desenvolvida em zonas miloníticas, nota-se que o deslocamento foi sub-paralelo às zonas de movimentação. A deformação foi repetida, como indicado pela presença de falhas que cortam paralelamente os milonitos.

Nos granitos Mairiporã e Cantareira, também estão presentes falhamentos e zonas de milonitos e brechas. Em todas as pedreiras visitadas e em afloramentos razoáveis, principalmente ao longo de cortes de estradas, são observáveis efeitos de deformações sofridas pelos granitos.

Apresentam, principalmente para o granito Cantareira, as seguintes características:

- 1) Deformações que resultaram em falhamentos foram repetidas, frequentemente seguindo antigas zonas de movimento.

Os falhamentos mais antigos remontam à época na qual os granitos se formaram. Em vários afloramentos foram observados delgados aplitos ou veios graníticos ao longo de planos de pequenas falhas reversas, onde as "camadas guias" são aplitos anteriores. Outras falhas antigas são representadas geralmente por veios escuros, centimétricos a decimétricos, ricos em turmalina e quartzo, de granulação sub-milimétrica.

Falhas, provavelmente, menos antigas são as zonas miloníticas ou brechas, de cor verde, onde epidoto é o mineral dominante. Este mineral deve se ter formado como consequência da atividade de soluções hidrotermais, que percolando ao longo de zonas movimentadas, provocaram alterações, principalmente nos plagioclásios e biotitas.

Falhamentos mais novos (ou contemporâneos) que os acima descritos, levaram à formação de milonitos e brechas, cujas espessuras, excepcionalmente, ultrapassam um metro.

Nos milonitos as posições dos porfiroclastos, fragmentos de rochas e elementos lineares, sugerem que o deslocamento dos blocos se deu com componente horizontal ou direcional. As direções dos falhamentos são frequentemente paralelas à es-

estrutura regional. Os mergulhos não são uniformes no ângulo nem no sentido, mas predominam ângulos de mergulho superiores a 70° e, muitas vezes, quasi verticais.

Falhas mais modernas são caracterizadas pela existência de brechas sem epidotização e planos de falhas abertos, não mineralizados ou apenas por sulfetos.

Estas falhas, normalmente de direção NE-SW, frequentemente acompanham milonitos ou brechas mais antigas. Nos planos destas falhas, as estrias de fricção são normalmente sub-horizontais e, não raro, o mergulho do plano de falha não é uniforme, com variações no ângulo de mergulho.

- 2) Nos falhamentos observados, quando presentes elementos guia, os deslocamentos foram pequenos.

. . .

A existência de falhamentos reativados, de direção preferencial NE-SW e rejeito com componente direcional, foi reconhecida primeiramente por Almeida (1955). Para este Autor, a reativação de antigas falhas, em tempos recentes, teria contribuído para a gênese da lacia sedimentar de São Paulo.

Almeida (1955) após analisar os milonitos existentes, principalmente, em pedreiras localizadas nas proximidades do contato SE do granito Cantareira, deduziu a existência de 3 zonas principais de falhamento. As duas primeiras, de direção NE-SW e rejeito direcional, foram por este Autor denominadas falha do Mandaguai e falha do Piqueri e a terceira, de direção E-W, denominou-a falha de Tremembé.

VIII - IDADE DOS GRANITOS

Foram feitas 10 determinações de idade pelo método do K/Ar (*) usando-se os seguintes minerais: biotita, muscovita, lepidolita e microclínio. Os resultados obtidos são apresentados na tabela abaixo.

TABELA III

Mineral	Procedência	Idade (milhões de anos)
1. Biotita	Pegmatito, no granito Cantareira	501,6
2. Microclínio	idem, idem	490,7
3. Lepidolita	Pegmatito, no turmalina granito, Perus	643,0
4. Biotita	Granito Mairiporã	517,5
5. Biotita	Granito Cantareira	495,5
6. Biotita	Granito, Pedreira Anhanguera	589,1
7. Muscovita	idem, idem	595,0
8. Muscovita	idem, idem	576,6
9. Lepidolita	Pegmatito, no turmalina granito, Perus	655,0
10. Lepidolita	idem, idem	770,3

Para as análises de lepidolita, este mineral foi retirado de pegmatitos ricos em turmalina e lepidolita, que afloram no contato norte do granito Cantareira, no município de Perus. As amostras de biotita e muscovita, das análises 6, 7 e 8 são do granito que aflora no morro do Tico-Tico, na via Anhanguera. Este granito corta as rochas da série São Roque e apresenta, além da biotita, abundância em muscovita. Nesta rocha a biotita não apresenta cloritização, ao contrário da dos granitos ora estudados.

As idades obtidas, apresentadas na tabela III, mostram um mínimo de 490,7 milhões de anos e um máximo de 770,3 milhões de anos. Os valores menores referem-se ao microclínio e biotita do granito Contareira.

Como já foi mencionado no capítulo referente à petrografia dos granitos, o microclínio sempre contém inclusões e a biotita, em maior ou menor intensidade, mostra indícios de cloritização. Estas alterações devem ser, pelo menos em parte, responsáveis pelos baixos valores obtidos.

A idade das lepidolitas, em pegmatitos certamente contemporâneos ou mais novos que o granito encaixante, revelou idade mais antiga. Esta discrepância nas análises de lepidolita, provavelmente, se deve à presença do lítio (**).

Se as idades obtidas com muscovita e biotita não alteradas forem confirmadas, os granitos sintectônicos e a origem da série São Roque ficarão definitivamente enquadrados no Pré-Cambriano Superior.

(*) - As análises de ns. 1 a 3 foram realizadas na Universidade da Califórnia, Berkeley, por U. G. Cordani. As análises de ns. 4 a 10 foram feitas no Laboratório de Geocronologia, da Universidade de São Paulo, sob orientação do Prof. Dr. John Reynolds pelos Instrutores G. Amaral, U.G. Cordani e K. Kawashita, aos quais o autor agradece a colaboração prestada.

(**) - Informação verbal de U. G. Cordani

IX - CONCLUSÕES

1. As rochas metassedimentares que predominam na região estudada são xistos e filitos, formados a partir de sedimentos originalmente pelíticos e psamíticos. Estruturas primárias, como estratificação e acamamento gradativo, são frequentemente observáveis.
2. Os metassedimentos possuem orientação regional NE-SW, com caimento do lineamento para NE. Nas proximidades dos corpos graníticos, ao dobramento regional, foi superimposto dobramento secundário, como resultado da acomodação, por ocasião da colocação dos granitos.
3. Os granitos, formando três corpos principais - granito Cantareira, Mairiporã e granito-gnaisse - acham-se orientados paralelamente à estrutura regional. Os contatos são intrusivos e geralmente bruscos.
4. Os granitos Cantareira e Mairiporã são ricos em encraves de rochas anteriores. No primeiro predominam inclusões de xistos e anfibolitos, em escala mesoscópica e megascópica. No segundo, apenas em escala mesoscópica.
5. A orientação dos encraves, principalmente no granito Cantareira, é paralela à orientação das encaixantes. Este paralelismo diz respeito também à direção e sentido do caimento do lineamento.
6. Característica comum nos granitos é a presença de porfiroblastos de microclínio. São centimétricos e excepcionalmente o comprimento pode exceder 10 cm.
7. Os plagioclásios pertencem a duas gerações. Nos da primeira geração normalmente estão presentes sericita e epidoto. Os da segunda geração geralmente são frescos e podem conter inclusões de plagioclásios da primeira geração.

8. Nos granitos o mineral máfico dominante é a biotita, que pela disposição imprime a foliação da rocha.
9. A biotita quase sempre mostra indícios de que foi afetada por atividade hidrotermal, que provocou cloritização parcial ou total. O início da alteração hidrotermal é a libertação de TiO_2 , com formação de leucoxênio e posteriormente titanita e a mudança para cor verde. Epidoto também se desenvolve a partir da biotita, durante o processo da cloritização.
10. O microclínio é de origem metassomática e desenvolveu-se com contribuição parcial de plagioclásios da primeira geração. Os remanescentes de plagioclásios sericitizados, dentro de microclínios, normalmente mostram uma zona externa límpida e mais rica na molécula de albita.
11. No quartzo quase sempre se notam sinais de esforços. Apresentam extinção ondulante, frequentemente finamente granulados, às vezes, formando rosários, entre feldspatos menos afetados.
12. Nos granitos, como consequência da atividade hidrotermal, formaram-se epidoto, sericita, titanita e também, provavelmente, apatita.
13. Nos granitos são heterogêneos os volumes de quartzo, feldspatos e biotita. Pelas relações dos volumes entre plagioclásio e microclínio estão representados desde quartzo-dioritos até granitos verdadeiros. No entanto, predominam granodioritos.
Em zonas de contato há evidências de enriquecimento de quartzo por contaminação das encaixantes.
14. Admite-se que os granitos sejam sintectônicos, nos quais grande parte do magma formou-se "in situ", pela fusão parcial dos metassedimentos.

15. Após formação da rocha intrusiva, atividade hidrotermal, auxiliada por esforços tectônicos que cisalharam a rocha, provocou alterações principalmente nas biotitas e plagioclásios. A fase hidrotermal foi acompanhada de processos metassomáticos, que levaram ao desenvolvimento da segunda geração de plagioclásios e do microclínio.
16. Os pegmatitos, principalmente pegmatitos turmaliníferos e turmalina granitos, desenvolveram-se durante o processo metassomático e representam o final da atividade do magma.
17. Rochas metassedimentares clásticas e químicas passaram a hornfels, em zonas de contato ou em inclusões nos granitos.
18. A granitização dos xistos, em pequenas áreas, resultou em associações mineralógicas semelhantes às dos granitos. Plagioclásios e microclínio, além da biotita, mostram idênticas relações paragenéticas às observadas nos granitos.
19. Falhamento e cisalhamento nos granitos foi repetido. Os milonitos e brechas, na sua maioria, orientam-se paralelamente a estrutura regional. Rejeito, com componente direcional, é comum.
20. Determinações de idade, pelo método do K/Ar, indicam para os granitos idade pré-cambriana superior.

XI - BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F. F. M. de, 1953, Considerações sôbre a geomorfogênese da Serra do Cubatão: Bol. Paul. Geogr. (Assoc. Geogr. Brasil.), n. 15, p. 3-17.
- Almeida, F. F. M. de, 1955, As camadas de São Paulo e a tectônica da serra da Cantareira: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 4, n. 2, p. 23-40.
- Andreatta, C., 1954, "Über die Verglimmerung der Plagioklasen in der tektonischen Metamorphose: Tsherm. Min. Petrog. Mitt., B. IV, n. 1-4, p. 350-359.
- Balk, R., 1948, Structural behaviour of igneous rocks: repr. Geol. Soc. Amer., Memoir 5, 117 p., Edwards Brothers Inc., Michigan, USA.
- Barbosa, O., 1941, Geologia e Petrologia na região de Apiai, Estado de São Paulo: Tese para concurso da Cadeira de Geologia, Petrografia e Mineralogia, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.
- Barsukov, V. L., 1961, Some problems of the Geochemistry of Boron: Geochemistry, trad. de Geokhimiya, n. 7, p. 596-608.
- Beloussov, V. V., 1962, Basic problems in geotectonics: McGraw-Hill Book Co., Inc., N. York, 809 p.
- Bergstrom, L., 1963, Petrology of the Tjörn Area in Western Sweden: Sver. Geol. Unders., Ser. C., n. 593, 134 p.
- Chayes F., 1952, Association of perthitic microcline with highly undulant or granular quartz: Am. J. Sc., v. 250, n. 4, p. 281-296.
- Chayes, F., 1955, Potash-feldspar as a by product of the biotite-chlorite transformation: J. Geol., v. 63, n. 1, p. 75-82.
- Chayes, F., 1957, A provisional reclassification of granite: Geol. Mag., v. 94, n. 1, p. 58-68.
- Cheng, Y. C., 1943, The migmatite area around Bettyhill, Sutherland: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 99, part. 3 e 4, p. 107-148.
- Cloos, E., 1948, Lineation - A critical review and annotated

- 12
- bibliography: Geol. Soc. Amer., Memoir 18, 122 p.
- Cordani, U. G., Campos, A. R., Davino, A. e Björnberg, A. J. S., 1961, Geologia da região do Jaraguá, S. P.: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 10, n. 2, p. 72-91.
- Cordani, U. G., Gomes, C. de e Girardi, V. A. V., 1963, Rochas cálcio-silicatadas da região de Forquilha, S. P.: An. Acad. Bras. Ciên., v. 35, n. 3, p. 361-372.
- Coutinho, J. M. V., 1953, Petrologia da região de São Roque, S. P.: Fac. Fil. Ciên. Letr., U.S.P., Bol. 159, Min. 11, 80 p.
- Coutinho, J. M. V., 1955, Metaconglomerado e rochas associadas no município de São Paulo: Fac. Fil. Ciên. Letr., U. S. P., Bol., 186, Min. 13, p. 5-55.
- Deer, W. A., Howie, R.A. e Zussman, J., 1962, Rock forming minerals: Longmans, Green and Co. Ltd., Londres, 4 v.
- De Sitter, L. U., 1956, Structural Geology: McGraw-Hill Book Co., Inc., N. York, 552 p.
- Ellert, R., 1961, Contribuição à geologia do pré-cambriano na região de São Bernardo do Campo, S.P.: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 6, n. 1, p. 49-56.
- Eskola, P., 1956, Postmagmatic potash-metasomatism of granite: Bull. Comm. Geol. Finlande, n. 172, p. 85-100.
- Franco, R. R., 1958, Contribuição ao conhecimento das rochas termometamórficas da série São Roque: Fac. Fil. Ciên. Letr., U.S.P., Bol. 189, Min. 14, 81 p.
- Gomes, C. de, 1962, Contribuição ao conhecimento dos anfibolitos da região do Jaraguá, S. P.: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 11, n. 1, p. 57-78.
- Guimarães, D., 1936, O processo da microclinização: An. Acad. Bras. Ciên., v. 8, n. 3, p. 205-215.
- Guimarães, D., 1937, Contribuição à metalogênese do Massiço Brasileiro: Dep. Naç. Prod. Min., Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 16, 86 p.
- Hall, A., 1941, The relation between color and chemical composition of biotite: Am. Min., v. 26, n. 1, p. 29-34.
- Harry, W. T., 1953, The composite granitic gneiss of Western Ardgour Argyll: Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 104, n. 435, parte 3, p. 285-308.

- Hasui, Y., 1963, Sobre granitos turmaliníferos de Perus, S.P.
:Bol. Soc. Bras. Geol., v. 12, n. 1 e 2, p. 87-108.
- Knill, D. C. e Knill, J. L., 1961, Time relations between folding, metamorphism and the emplacement of granite in Rosquill, County Donegal: Quat. Journ. Geol. Soc. London, v. 117, n. 467, parte 3, p. 273-302.
- Knopf, A., 1957, The Boulder Batholith of Montana: Am. J. Sc., v. 255, n. 2, p. 81-103.
- Leonardos, O. H., 1934, Chumbo e prata no Brasil: Dep. Nac. Prod. Min., Ser. Fom. Prod. Min., v. 2, 116 p.
- Lisitskyn, A. E. e Khitrov, V. G., 1962, A microspectrochemical study of the distribution of boron in minerals of some igneous and metamorphic rocks of the Middle Urals: Geochemistry, trad. Geokhimiya, n. 3, p. 293 - 305.
- Marmo, V., 1956, On the emplacement of granites: Am. J. Sci., v. 254, n. 8, p. 479-492.
- Marmo, V., 1962, On granites: Bull. Comm. Geol. Finlande, n. 201, 77 p.
- Marmo, V., 1961, On the albite of granitic rocks: Bull. Comm. Geol. Finlande, n. 196, p. 391-398.
- Moraes Rêgo, L. F. e Souza Santos, T. D. de, 1938, Contribuição para o estudo dos granitos da Serra da Cantareira: Inst. Pesq. Tec. S. Paulo, bol. 18, 162 p.
- Nickel, E., 1953, Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei Kalifeldspate: N. J. f. Min., Monatsheft, p. 246-264.
- Oliveira, A. I. de e Leonardos, O. H., 1943, Geologia do Brasil: Ministério da Agricultura, Serv. Informação Agrícola, série didática n. 2, 813 p., Rio de Janeiro
- Poldevaart, A., 1953, Petrological calculations in metasomatic processes: Am. J. Sc., v. 251, n. 7, p. 481-504.
- Raguin, E., 1946, Geologie du granite: Masson & Cie., Ed., Paris, 211 p.
- Rankama, K. e Sahama, Th. G., 1950, Geochemistry: The Chicago Univ. Press, 911 p.
- Read, H. H., 1957, The granite controversy: Thomas Murby &

- Co., London, 430 p.
- Reynolds, D. L., 1943, The south-western and the Newry igneous complex - A contribution towards the petrogenesis of the granodiorites: *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, v. 99, partes 3 e 4, p. 205-240.
- Rickard, M. J., 1961, A note on cleavages in crenulated rocks: *Geol. Mag.*, v. 98, n. 4, p. 324-332.
- Robertson, F., 1959, Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash feldspar metasomatism: *Am. Min.*, v. 44, n. 5/6, p. 603-619.
- Schwartz, G. M., 1958, Alteration of biotite under mesothermal conditions: *Ec. Geol.*, v. 53, n. 2, p. 164-177.
- Semenenko, N. P., 1960, Theory of metamorphism of mobile zones: *XXI Intern. Geol. Congr. (Norden 1960)*, part XIV, p. 62-71.
- Spencer, E., 1937, The potash-feldspar stability: *Min. Mag.*, v. 24, p. 453.
- Turner, F. J., 1958, Mineral assemblages of individual metamorphic facies: *Geol. Soc. Amer., Memoir 73*, p. 199-237.
- Turner, F. J. e Verhoogen, J., 1960, *Igneous and metamorphic petrology*: McGraw-Hill Book Co., Inc., N. York, 545 p.
- Winkler, H. G. F. e von Platen, H., 1958, Experimentelle Gesteinsmetamorphose - II. Bildung von Anatektischen granitischen Schmelzen bei Metamorphose von NaCl führenden Kalkfreien Tonen: *Geoc. Cosm. Acta*, v. 15, n. 1/2, p. 91-111.
- Winkler, H. G. F. e von Platen, H., 1960, Experimentelle Gesteinsmetamorphose - III. Anatektische Ultrametamorphose Kalkhaltiger Tone: *Geoc. Cosm. Acta*, v. 18, n. 3/4, p. 294-316.
- Winkler, H. G. F. e von Platen, H., 1961, Experimentelle Gesteinsmetamorphose - IV. Bildung Anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Graywacken: *Geoc. Cosm. Acta*, v. 24, n. 1/2, p. 48-69.

Foto n. 1 - Dobra de arrasto, irregular, no xisto.
Proximidades do contato SE do granito
Cantareira.

Foto n. 2 - Xenólito no granito, com estrutura
palimpséstica. Granito Mairiporã.

Foto. n. 3 - Xenólito no granito Mairiporã, com porfiroblastos de microclínio.

Foto. n. 4 - Pegmatito formado por substituição do granito. No pegmatito as placas de biotita estão isorientadas com a foliação do granito. Granito Cantareira.

Foto. n. 5 - Pegmatito formado por substituição do granito. Estão conservados remanescentes de granito não substituído. Granito Cantareira.

Foto. n. 6 - Zona pegmatóide irregular, no granito Cantareira.

Foto. n. 7 - Zona pegmatóide, com contato de transi-
ção para granito.
Granito Cantareira.

Foto. n. 8 - Pegmatito cortando granito.
granito Cantareira.

Fotomicrografia n. 1 - Microclínio substituindo plagioclásio sericitizado. Granito. Nicols X.
Aumento 60 vêzes.

Fotomicrografia n. 2 - Plagioclásio mirmequítico englobado por microclínio. Granito. Nicols X.
Aumento 70 vêzes.

Fotomicrografia n. 3 - Plagioclásio sericitizado, com auréola límpida, englobado em perfiroblasto de microclínio. Granito. Ní - cois X. Aumento 70 vêzes.

Fotomicrografia n. 4 - Allanita, alterada, envolvida por epídoto. Granito. Nícois paralelos. Aumento 200 vêzes.

Fotomicrografia n. 5 - Quartzo cataclástico e com extinção ondulante, rodeando microclínio não afetado. Granito cisalhado. Nícois X. Aumento 25 vezes.

Fotomicrografia n. 6 - Zona milonítica no granito. -gnáisse. Ressaltam-se porfiroclastos de feldspatos. Nícois X. Aumento 25 vezes.

Fotomicrografia n. 7 - Biotita xisto, com porfiroblastos de muscovita, crescendo diagonalmente à xistosidade. Microis X. Aumento 65 vezes.

Fotomicrografia n. 8 - Microclínio, com perrita, englobando plagioclásio. Granito. Microis X. Aumento 160 vezes.

Fotomicrografia n. 9 - Granito contaminado com quartzo.
Granito Mairiporã, no contato. Nícolis X.
Aumento 25 vözes.

Fotomicrografia n. 10 - Anfibolito, no granito.
Nícolis paralelos. Aumento 65 vözes.

Fotomicrografia n. 11 - Microclínio crescendo dentro
de porfiroblasto de plagioclásio.
Anfibolito, no contato com granito.
Nícois X. Aumento 160 vözes.

Fig. n. 15 - Granite com porfiroblastos de microclínio. As inclusões de biotita, no microclínio, estão paralelas às faces do cristal. Granite Mairiporã.

Fig. n. 16 - Biotita em alteração para clorita.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MAIRIPORÃ