

NÃO CIRCULA

IG
72

Haldane
V. E. W.
Antônio Paulino
Monte Falcão
Rua Ribeirão
S. Paulo, 26/3/1951



PETROLOGIA DA REGIÃO DE SÃO MOIÚ,
SÃO PAULO

Tese de doutoramento de
José Moacyr Vianna Coutinho

Departamento de Mineralogia e Petrografia
-Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras
Universidade de São Paulo

- 1950 -

**

| | | |
|-----|--|----|
| I | - INTRODUÇÃO..... | 1 |
| II | - GEOLOGIA GERAL..... | 5 |
| | (GEOMORFOLOGIA)..... | 10 |
| III | - TECTÔNICA..... | |
| | A - Tectônica do "granito"..... | 14 |
| | 1 - Estruturas da fase plástica..... | 14 |
| | 2 - Estruturas da fase rígida..... | 19 |
| | a) Juntas de tensão..... | 19 |
| | b) Planos de falhamento e milonitização..... | 23 |
| | B - Tectônica das encaixantes..... | 31 |
| | C - Mecanismo da intrusão..... | 34 |
| IV | - PETROGRAFIA E PETROLOGIA DO MACIÇO..... | |
| | A - Plutonitos..... | 38 |
| | B - Aplitos e pegmatitos intrusivos nas rochas graníticas..... | 46 |
| | C - Rochas de borda..... | 54 |
| | 1 - Cataclasito aplítico..... | 54 |
| | 2 - Cataclasito granodiorítico..... | 55 |
| | D - Xenolitos..... | |
| | 1 - Xenolito da pedreira E.F.S. | 58 |
| | a) Inclusão propriamente dita..... | 59 |
| | b) Coroa de reação..... | 60 |
| | c) Granito..... | 61 |
| | d) Composição química do xenolitos..... | 61 |
| | 2 - Gênese do xenolito. Quimismo | |
| | Mineralogênese..... | 63 |
| | E - Milonitos..... | 69 |
| | 1 - Descrição microscópica..... | 71 |
| | 2 - Nomenclatura..... | 79 |
| | F - Filões hidrotermais..... | 80 |

209
72



ASSUNTOS

- I - Introdução
- II- Geologia Geral
- III-Tectônica
- IV -Petrografia e Petrologia do Maciço
- V - Evolução Petroológica do Maciço
- VI- Metamorfismo
- VII-Conclusões

INTRODUÇÃO

Na qualidade de assistente do Departamento de Mineralogia e Petrografia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, dirigido pelo Prof. Reynaldo Saldanha da Gama, tendo como prescreve o regulamento daquela Faculdade, de defender tese de doutoramento, fui por determinação daquele professor catedrático, incumbido de realizar pesquisas na região do município de São Roque, afim de elaborar trabalho, versando do assunto atinente á cadeira de Petrografia.

Muitos e interessantes problemas poderiam ser atacados, entre os quais o da tectônica regional, o da tectônica das intrusivas graníticas, metamorfismo regional e local, as diferenciações magmáticas, etc..

A região do município de São Roque não foi até hoje levantada geologicamente, senão em linhas gerais. Assim é que, como base para nossos trabalhos de campo, só pudemos contar com a carta geológica 1:1.000.000 do Estado de São Paulo, publicada pelo Instituto Geográfico e Geológico em 1947. Des-

Desta reproduzimos esquematicamente a área referente àquele município (mapa nº 1). A falta de mapas topográficos e geológicos - precisos, atualizados e em escala conveniente, é uma das razões que multiplicam e por vezes anulam os esforços do geólogo - que se proponha a trabalhar no campo, porque seria obrigado antes de tudo a confeccionar o próprio mapa da região o que constitui tarefa pesada demandando longo tempo. O autor ao elaborar seu trabalho, teve portanto que escolher entre duas alternativas:

1ª - Restringir o campo de observações a uma pequena área desprezando o papel ou a importância que porventura pudessem desempenhar as rochas ou aspectos locais em relação aos problemas regionais; tal trabalho demandaria menos tempo embora algumas perguntas devessem ficar sem resposta.

2ª - Estabelecer com mais nitidês os traços de união entre a geologia local da área diminuta a ser pesquisada mais rigorosamente e a de áreas mais extensas.

Iniciados os trabalhos verificamos que

que alguns dos assuntos em vista poderiam ser desenvolvidos com a investigação de pequena área, uma vez que achamos que o trabalho não sofreria no mérito, com a limitação.

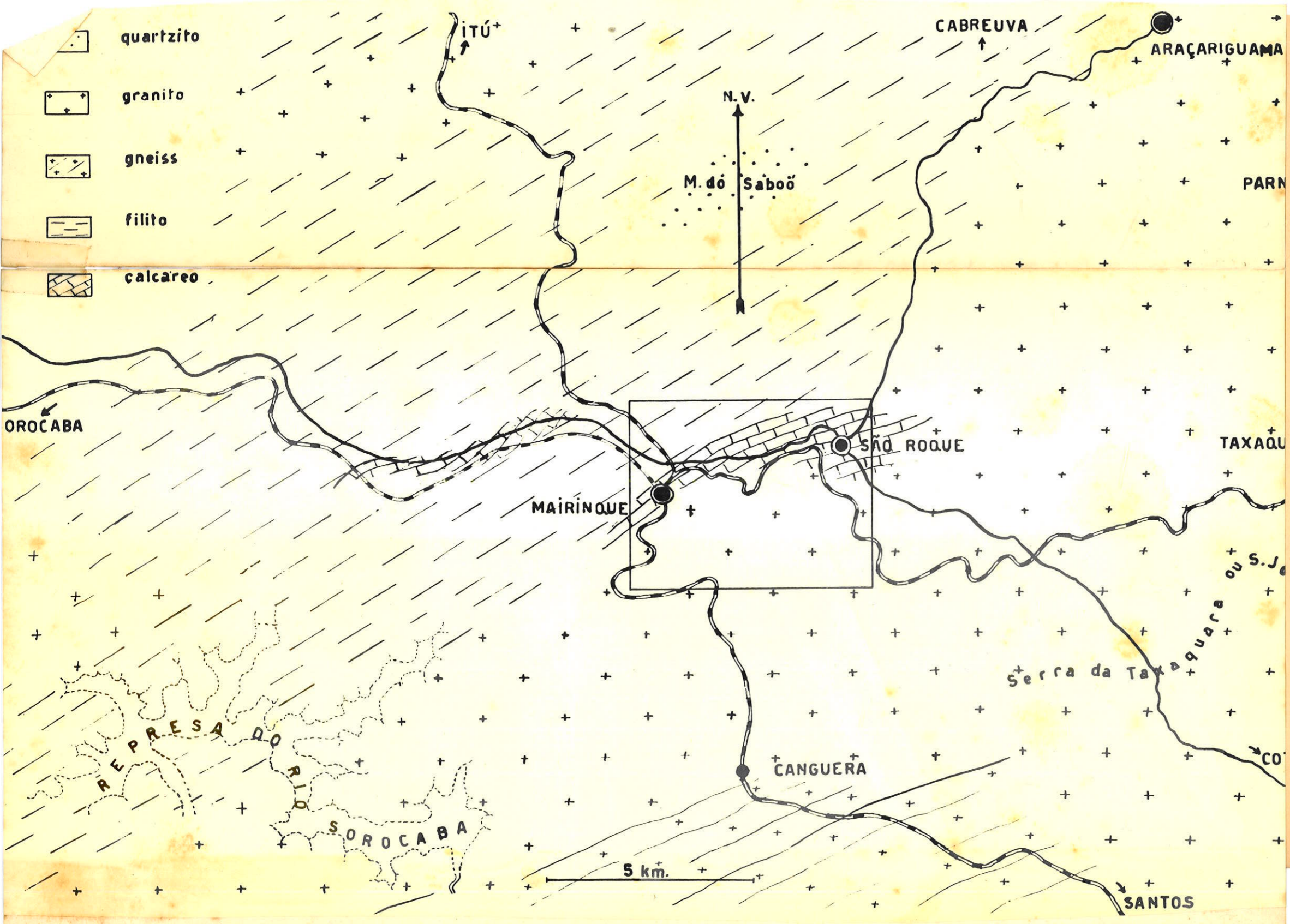
O relevante problema das relações geológicas entre os gneisses da Serra do Mar e as rochas epi e meso-metamórficas da série São Roque; a questão da "mise-en-place" do magma granítico; os aspectos tectônicos e petrográficos ligados ao metamorfismo regional, são materias que ficariam deste modo fora do alcance de nossas investigações.

A área escolhida, contida no retângulo do mapa nº 1 está desenvolvida nos mapas 2 e 3. Contribuíram para a escolha, a facilidade de transportes e a existência de duas pedreiras em exploração. Em uma delas, de calcáreo silicoso, usado na fabricação de vidro, pudemos colher alguns dados interessantes de que nos utilizamos principalmente no capítulo de Metamorfismo. A outra pedreira explora granito produzindo pedra britada que tem sido até agora utilizada de preferência nos leitos das linhas da E.F.Soroca-

Sorocabana. Apresentaram aqui, grande interesse algumas feições tectônicas e petrográficas características de bordos graníticos.

Outros afloramentos ao longo da linha férrea da E.F.Sorocabana, na E.F.Mairinque Santos e outros esparsos foram ainda de grande utilidade na determinação dos contactos, na confecção do mapa geológico e na determinação de outros aspectos tectônicos. De alguns deles obtivemos amostras de real interesse para o estudo petrográfico e petrológico de certos processos de metamorfismo de contacto.-

Antes de entrar na matéria deste trabalho, deixo registrados meus sinceros agradecimentos ao prof. Reynaldo Saldanha da Gama e ao prof. Rui Ribeiro Franco, pelos conselhos dispensados e pelo estímulo e amizade que sempre demonstraram. Ao prof. Viktor Leinz agradeço os conselhos desinteressados e a crítica valiosa que fez a alguns tópicos desta tese.

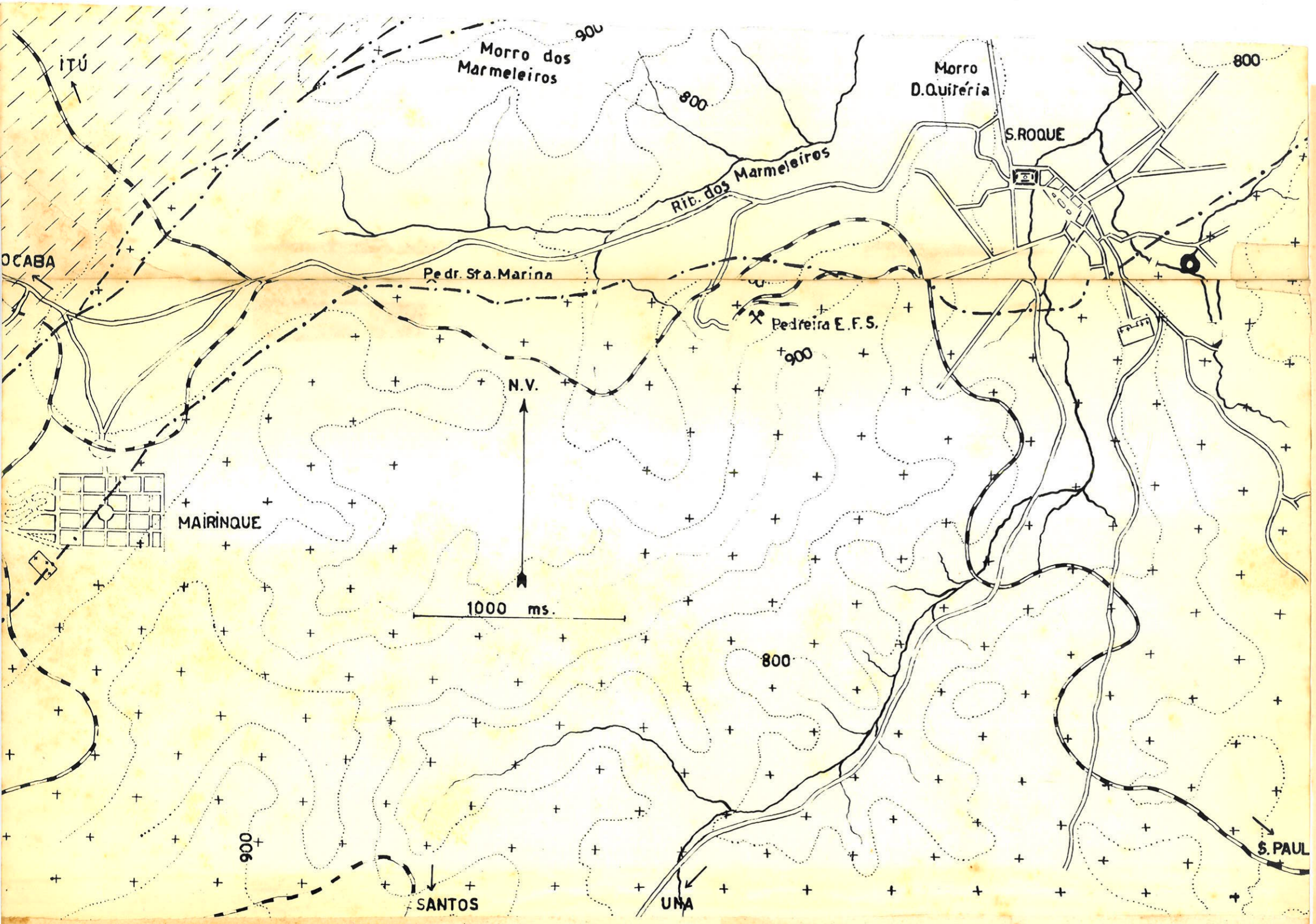


Esboço geológico do município de S. Roque
 Em delimitação retangular, a área pesquisada.

Mapa nº 1

Delimitação das formações geológicas na
área estudada

Mapa nº 2



GEOLOGIA GERAL

A região coberta pelo mapa nº 1 - foi percorrida ao longo de suas estradas - carroçáveis. Podemos verificar que em seus traços mais largos o mapa publicado pelo - INSTITUTO GEOGRÁFICO e GEOLÓGICO, corresponde a uma aproximação aceitável da realidade. Há, no entanto, alguns esclarecimentos a fazer. A região do Município de São Roque é quase totalmente formada por dois grupos de rochas: o das metamórficas originalmente sedimentares, de idade pré-cambriana, argilosas, arenosas ou calcárias, metamorfizadas dinamo-termalmente, e o das rochas de composição granítica, de origem, - sem dúvida, magmática e intrusivas nas primeiras. As rochas metamórficas constituem os membros característicos da chamada série S. Roque. (25)

Os três principais tipos de rochas desta série acham-se representados - conspicuamente no município em questão, - formando uma faixa mais ou menos continua

que o atravessa diagonalmente na direção - NE-E.

Os sedimentos argilosos metamorfi- zados nesta série em filitos formam as ro- chas extensamente encontradas. Não são ra- ros, entretanto, os afloramentos quartzíti- cos e calcáreos. Os primeiros parecem for- mar lentes ou bolsas de pequena extensão, nos antigos sedimentos mais comuns da sé- rie. Quanto aos calcáreos metamórficos, - quer nos parecer que as suas ocorrências, - embora lenticulares, são muito mais alonga- das no sentido do plano de sedimentação, - formando faixas contínuas com muitos quilo- metros de extensão. Na zona de Mairinque a São Roque a faixa se apresenta ao longo de 6 (seis) quilômetros na direção NE. Não ob- servamos, todavia, suas terminações. Gran- de parte da área de afloramento dessa ro- cha acha-se, porém, coberta de material re- sidual argiloso proveniente da decomposi- ção do calcáreo impuro. É fácil a confusão de tal produto de alteração com rocha me- tamórfica pelítica em decomposição. O cal-

calcáreo decomposto na região perde quase todos os caracteres que poderiam determinar sua verdadeira origem e se individualiza mimeticamente em um xisto argiloso, podendo levar o pesquisador ao engano de mapear a zona como filítica. O estudo mais detido da região mostrou, contudo em muitos pontos, uma transição gradual de calcáreo metamórfico fresco para um tal " argilito " de intemperismo.

Os filitos formam o corpo principal da série e no município são representados principalmente no lado oeste, interrompendo-se em estreitas zonas calcáreas.

A série S. Roque, que atravessa o município, apresenta as rochas características, com mergulhos verticais. Em mapa a maior dimensão transversal do pacote metamórfico fica em volta de 10 km.

O "granito" intrusivo ocupa em área de afloramentos boa parte da superfície mapeada. Poucos afloramentos existem na parte sudeste do município. Todavia, a natureza do solo aliada a algumas ocorrências de

de afloramentos, principalmente na E.F. Mai-
rinque-Santos, permite supor que perto dos -
limites do município de Una (Ibiuna) só e-
xistem granitos e gneisses. Os granitos -
ainda afloram a noroeste formando uma fai-
xa alongada nos limites com o município de
Itú e separados pela série S. Roque do cor-
po batolítico principal, aflorando a leste.

Os limites grosseiros esquematiza-
dos no mapa nº 1 não devem, entretanto, -
coincidir forçosamente com os contatos re-
ais entre as formações. Os "granitos", por -
exemplo, frequentemente aparecem em plena-
zona da série São Roque em janelas isola-
das formando elevações mais evidentes, ou
podem, em suas bordas, apresentar reentrân-
cias tornando o contorno um tanto irregu-
lar.

Pode-se crer que pelo menos os -
"granitos" que atravessam diagonalmente o mu-
nicipio, se acham ligados sem solução de -
continuidade às outras intrusivas graníti-
cas que afloram nos municípios de Soroca-
ba, Piedade e Cotia formando as serras ou

ou os núcleos das serras de São Francisco, Taxaquara, etc., todas com suas cristas alinhadas a grosso modo na direção NE-E e fazendo suspeitar-se uma possível ligação, através da zona de Pirituba, com o próprio granito intrusivo da Serra da Cantareira.

Há a mencionar ainda formações recentes aluvionares ou de talus que encobrem sob a forma de pequenas manchas as formações mais antigas. Não são representadas no mapa esquemático porque as formações recentes representam minúcias geológicas em face de suas reduzidas áreas de exposição, e principalmente porque os problemas que envolvem são alheios ao tema aqui desenvolvido. Nas proximidades da região de Ibiuna, o mapa geológico do Estado registra uma mancha gneissica que, conforme ali se observa, já faz parte do complexo cristalino arqueano da Serra do Mar. A região não foi percorrida com interesse de modo que não podemos adiantar pormenores sobre a sua estrutura ou quaisquer outros que elucidem sobre as relações entre o maciço gneissico -

gneissico da Serra do Mar e o bloco ígneo-metamórfico da série S. Roque. Aliás, apesar de importante, esse problema está fora de discussão por escapar aos objetivos deste trabalho, restando-nos, portanto, aceitar a existência de uma massa gneissica - arqueana na região sul do município.

GECOMORFOLOGIA

Segundo Lino de Matos (27), a área de São Roque apresenta os característicos evolucionais de uma região em estágio de maturidade média. Submetida no pré cambriano a forte movimentação orogenética e a uma não menos evidente atividade magnética, teve suas rochas intensamente dobradas e empinadas. Dessas novas atitudes resultou uma discrepância potencial na resistência à erosão entre vários tipos de rochas da sequência vertical da série metamórfica. A erosão post-cretácea acentuou de modo claro tais divergências, resultando daí um relevo que na região de São Roque pode ser definido como uma sequência de morrotes e

e depressões com desniveis médios de 100 a 300 mts. Constituem, assim, os pontos mais altos, segundo aquele autor, testemunhos de antigo peneplano cretáceo.

Na área estudada do mapa nº 2, os maiores desniveis ficam entre 200 e 300 ms, e correspondem à linha de contacto calcáreo-granito. Acreditamos que eles sejam causados por erosão diferencial ao longo daquela direção (fotografia nº 1).

As regiões graníticas ou quartzíticas, mais resistentes à erosão, podem apresentar altitudes até 1.100 metros, como ocorre na serra granítica de Taxaquara, ou nos morros quartzíticos de Sabão e Boturu-na.

Os desniveis mais conspícuos são dependentes, pois, de um controle litológico e estrutural bastante expressivo. O mesmo sucede com as formas erosionais. As regiões graníticas caracterizam-se antes pelos declives atenuados, abaulamento de saliências e vales de preferência largos. Já nas regiões filíticas visitadas, os decli-

declives são ásperos e os vales são agudos e escarpados. Parece-nos que aqui, o controle estrutural mais do que o litológico fez sentir seus efeitos. A atitude fortemente empinada dos planos de xistosidade nos filitos e a força de coesão muito pequena, - nêssas e outras direções, podem ter determinado facilmente escorregamentos que deram causa a formação de escarpas abruptas. As cristas dos morrotes são, porém, algo suavizadas.

Das zonas calcáreas, observamos com mais atenção a que atravessa a área em estudo. Nela a faixa de calcareo metamórfico ocupa em perimetro maior a parte mais rebaixada do largo vale do Ribeirão dos Marmeleiros (foto nº 1) e toda a encosta meridional do morro alongado do Marmeleiro. Aqui, como no outro limite da tira calcárea, a existência de elevações mais salientes se deve ao fato da proximidade de rochas mais resistentes ao intemperismo. Como se verifica (mapa 3), no caso do morro dos Marmeleiros o núcleo das cristas apre-

apresenta-se intensamente injetado de material ígneo, fazendo prever a existência de uma base granítica, que realmente aflora a nordeste e ainda próximo à bifurcação de Ituana. As cumieiras dos morros apresentam, assim, maior resistência à erosão, o que explica a altitude anormal em que encontramos os calcários das encostas.-

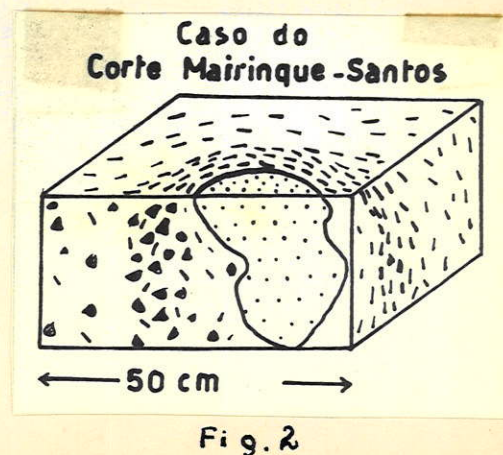
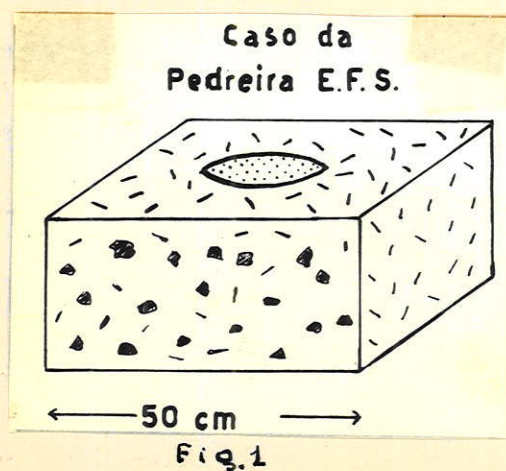
TECTÔNICA DO "GRANITO"

1) Estruturas da Fase Plástica

O "granito" nas vizinhanças da cidade de São Roque apresenta certas estruturas preservadas de real interesse. A melhor exposição, onde tais caracteres foram estudados, é a da Pedreira da E.F. Sorocabana. Pudemos observar ali, em alguns trechos da frente de trabalho, certa orientação macroscópica dos elementos do "granito". Principalmente a biotita, ou o seu produto de alteração, deixam reconhecer estas estruturas. Entretanto a orientação destes minerais segundo planos se faz na maioria das vezes de maneira muito vaga e descontínua. Quanto às estruturas lineares, tão importantes na interpretação tectônica da origem do "granito", nada se identificou macroscópicamente. Grande parte da pedreira mostra um "granito" ~~normal~~ em que a estrutura planar sub-paralela é imperceptível. Em raros locais a rocha apresenta uma orientação acentuada, havendo paralelismo - até nos fenocristais de microclínio. As poucas medidas tomadas revelaram uma uniformidade

uniformidade constante no rumo de tais estruturas planares (60° NE). O mergulho, porém, pode efetuar-se tanto para o quadrante NW - como para SE. Essa atitude geral deve corresponder à primitiva, porquanto os numerosos falhamentos posteriores, ao que tudo indica, não se fizeram com rotação significativa dos blocos. A orientação mineral, muitas vezes vaga e irregular, parece indicar sua origem nos movimentos dentro de um magma em vias de cristalização, e não nas deformações em sólido (Balk). Nos casos em vista, tratar-se-ia, portanto, antes de uma estrutura fluidal de granito, do que propriamente gneissificação. Ainda outras observações vêm corroborar esta assertiva. Tal é o caso dos xenólitos. Estes, no granito, são extremamente raros. Pudemos, não obstante, diagnosticar dois casos de inclusões enalcogenas, observando blocos dinamitados e retirados da rocha viva (um na pedreira da E.F. S. e outro no corte em que aflora o contacto granito-calcáreo na E.F. Marinho-Santos). Não se pode, pois, dizer qual a atitude da

da estrutura planar que se observa em ambas as amostras de "granito" encaixante. É certo, porém, que existia perfeita concordância entre a estrutura do "granito" e a orientação do material incluído. O xenólito encontrado na pedreira da E.F.S. (fig. 1 e foto nº 5) era discoide achatado e suas maiores superfícies coincidiam com as superfícies de clivagem das micas, ligeiramente orientadas no granito. Na outra ocorrência (fig. 2), o granito se apresentava muito bem orientado, mostrando diferenciação em "schlieren" granodiorítico melanocrático e contactos concordantes com o xenólito, cuja forma não pôde, todavia, ser observada por não se apresentar inteiro no bloco encontrado.-



Ainda neste 2º caso, a inclusão se acha

achava já bastante alterada, motivo porque não foi investigada a existência de modificações tectônicas. No 1º caso, entretanto, pôde ser notada a ausência de qualquer processo cataclástico que houvesse orientado a placa discóide. De resto, esta se apresentava com contornos nítidos, regulares e de simetria lenticular perfeita.

Não podemos, assim, deixar de atribuir à mesma causa (movimentos no estado líquido) os efeitos de orientação, similares na encaixante granítica e no xenólito. Um tal movimento fluxionar, produzido no magma semi-consolidado das zonas de borda, tem sua origem, segundo H. Cloos, Balk (1) e outros, nas forças de intrusão, dirigidas de baixo para cima, e que ainda persistiriam principalmente no núcleo batolítico. O rumo da estrutura planar fluidal no granito coincide em grande aproximação com o eixo maior do corpo granítico, sendo que os mergulhos para NW e SE não vão além de 40° . Esses leves mergulhos parecem mostrar que a erosão não tirou muito do tecto da câmara magnética, u-

uma vez que as inclinações de tais flexuras acompanham, em geral, os contactos. Admitimos, por outro lado, hipótese contrária: - grande parte da abóbada "granítica" já teria sido erodida, mas as inclinações das texturas fluidais permanecem leves por serem também de pequeno grão os mergulhos dos contactos com as rochas encaixantes. Apresentando-se estas, como se sabe, em atitude quase sempre vertical devem estar forçosamente em discordância angular com os planos fluxionais do "granito." (fig. 3)

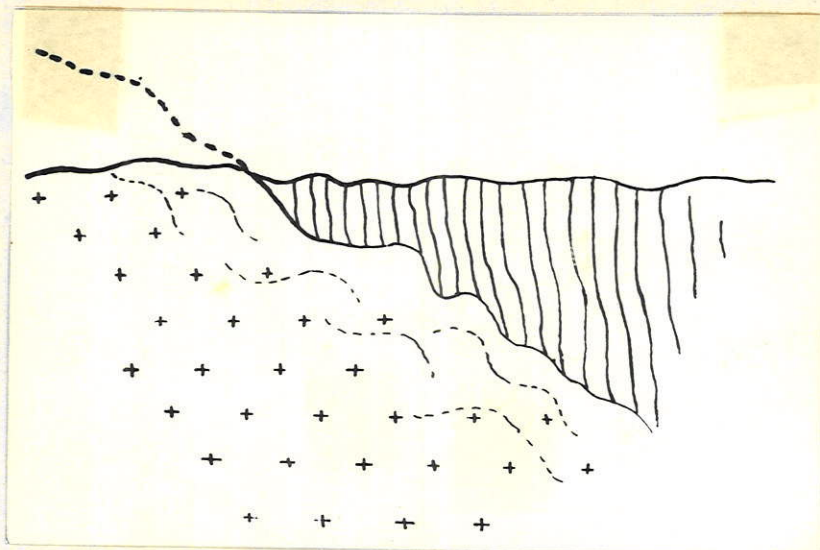


Fig. 3

É mais provável esta segunda hipótese, eis que o acamamento fluxionar no granito - foi medido na periferia de uma faixa grani-

granítica com muitos quilómetros de espessura. Assim, a parte central e superior correspondente à cúpula ou abóbada do batolito, já teria sido arrasada pela erosão.

Adotando-se como certa a existência de contactos discordantes entre planos de sedimentação nas encaixantes e estruturas planares nos "granitos", ficaria eliminada a hipótese de estas últimas representarem estruturas palimpsésicas, como tem sido observado em outros casos, onde se admite processo granitizante (28).-

*

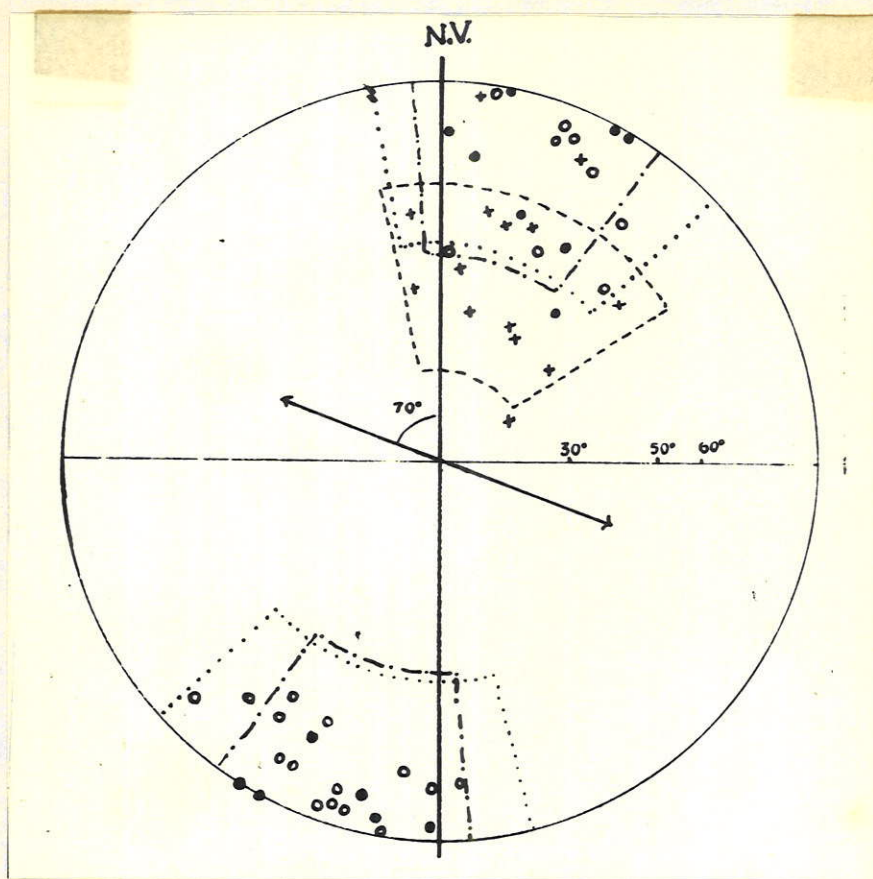
*

2) Estruturas da Fase Rígida

JUNTAS DE TENSÃO

Em toda a zona próxima dos contactos, - no interior da rocha intrusiva de São Roque, nota-se a frequência dos diques aplíticos - pegmatíticos. A análise estatística de suas atitudes revelou uma certa constância no rumo e mergulho seguidos pelas diferentes qualidades de diques.-

Fig 4
 Projeção "igual área" dos planos de diques



na pedreira E.F.S.

- o pegmatito
- aplito róseo
- * aplito roxo

Observa-se a existência de dois sistemas de atitudes de diques: um, de pegmatitos e aplitos róseos, e outro, formado por aplitos - róxos. A diversidade de cores, explica-se pela presença de turmalina nestes últimos.

As maiores autoridades em tectônica do granito, H. Cloos, E. Cloos, Robert Balk e -

e outros, concordam que tais diques devem -
preencher sistemas de fraturas ou juntas -
formadas nos estágios finais de consolidação
do magma, quando este passa da fase plásti-
ca para a fase rígida. Nesse caso preenche-
rão, necessariamente, juntas de tensão.

A causa da tensão é atribuída por por
H. Cloos à persistência dos esforços que de-
ram motivo a subida do magma. J. Geikie ...
(12) atribue, no entanto, maior valor à
tensão causada pela contração do magma que
se resfria e se solidifica.

H. Cloos⁽⁴⁾ sistematiza as juntas primá-
rias em vários tipos, todas elas relaciona-
das à estrutura linear determinada durante-
a fase plástica dos granitos. Infelizmente
não contamos com tais estruturas na região
estudada, estando presentes, embora vagamen-
te, apenas estruturas planares.

O estudo estatístico das fraturas não
falhadas, observadas na Pedreira da E.F.S.,
não nos esclare absolutamente, uma vez que
não verificamos regularidade nas direções,
parecendo constituir, a maior parte, fratu-

fraturamento secundário.

Primárias, obviamente, devem ser as -
juntas preenchidas por diques, e, a estas -
daremos maior atenção.

Outros sistemas de juntas primárias, -
ou não existiram, ou se obscureceram em ra-
zão da heterogeneidade litológica (intensa-
intrusão aplítica e pegmatítica, falhasmen-
tos, etc.).

Verificamos os seguintes fatos:-

1- Existem duas direções preferenciais,
provavelmente de antigas juntas, ambas com
o mesmo rumo mas com mergulhos ligeiramente
diferentes.

2- O primeiro sistema (70° W mergulho
 \pm vertical) é preenchido, em geral, por a-
plitos róseos e pegmatitos.

3- O segundo sistema (70° NW - mergulho
 40° a 70° NE) é preenchido, na maioria das
vezes, por aplos róxos turmaliníferos.

4- Este último sistema, afóra alguns -
casos duvidosos, é posterior ao primeiro, -
uma vez que os aplos turmaliníferos, em -
geral, cortam os pegmatitos e aplos sim -

simples.

5- Houve algum falhamento sem cizalhamento ao longo dessas diaclases, pelo menos no segundo sistema.

*

PLANOS DE FALHAMENTO E MILONITIZAÇÃO

Falhas NE (Pedreira E.F.S.)

Um dos aspectos mais característicos da pedreira da E.F. Sorocabana é a ocorrência constante de faixas miloníticas, descritas petrograficamente mais adiante.

Preenchem, evidentemente, a luz de falhas mais recentes que qualquer estrutura primária já descrita. Qualquer tipo de aplite é afetado por estas falhas (fotos nº 4 e 5).

A orientação dos planos de falhamento, na pedreira, fica entre 40° - 50° NE e mergulho de 60° a 70° SE (figs 5, 6, 7).

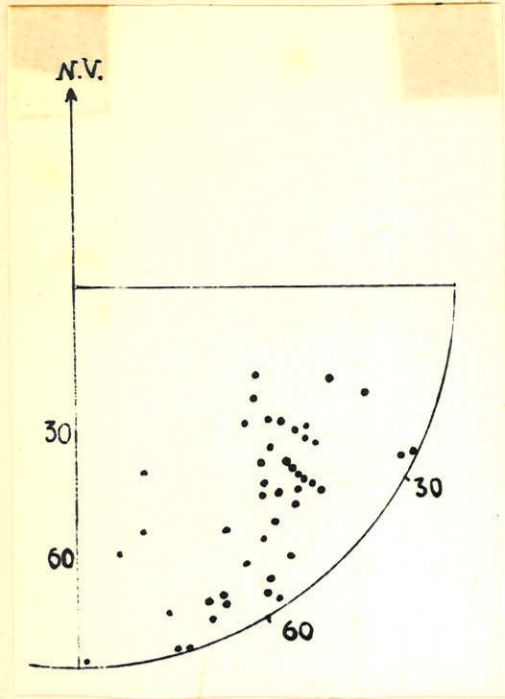


Fig 5
Projeção "igual área"
dos planos de
milonitização na
pedreira E.F.S.

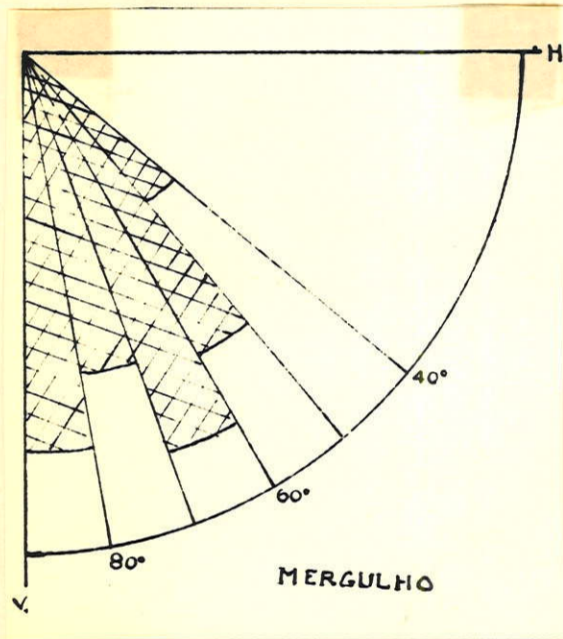


Fig 6
Gráfico de variação
de mergulho

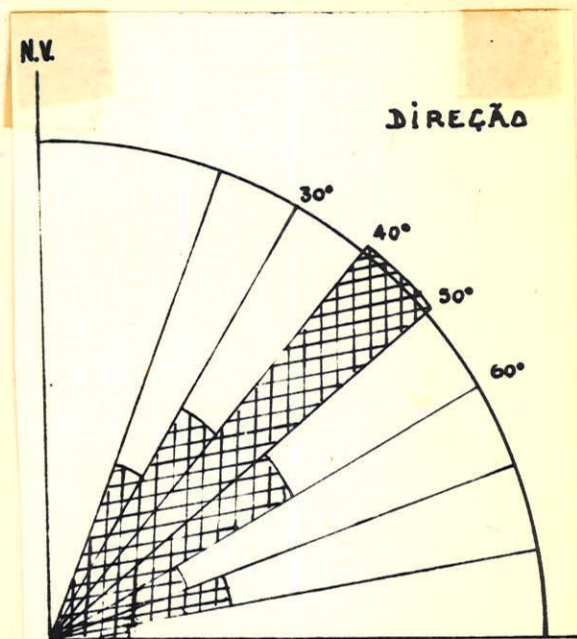


Fig 6
Gráfico de variação
de direção

É comum o preenchimento hidrotermal ao longo destas direções, predominando o quartzo e menores quantidades de calcita, fluorita, apofilita, pirita, etc.

Falhas NW (Pedreira da E.F.Sorocabana)

Ainda na pedreira da E.F.Sorocabana, - foi observado um pequeno número de superfícies de falhamento na direção NW. Nestes, a atitude não é tão regular a das falhas acima descritas. A superfície de falhamento apresenta visíveis curvaturas. O rumo varia entre 20° a 50° NW e o mergulho é próximo da vertical podendo se verificar tanto para NE como para SW. Na zona da pedreira, a luz de tais falhas é em geral preenchida por veios de epidoto (foto 14) que não costumam ultrapassar 1 cm de espessura. Em um único caso pôde-se verificar o cruzamento de falha NE com uma NW. A falha NE, neste caso é nitidamente anterior, tendo sofrido um pequeno deslocamento de alguns centímetros.

Tanto devido ao número como à quantidade e amplitude de movimentos tectônicos, a importância das falhas NW na região da pedreira é muito menor.

O espelho das falhas mostra estrias mergulhando com pequenas inclinações até $\pm 45^{\circ}$ para o lado Sul ou Norte.

Sobre o plano horizontal verificamos que na maioria dos casos o movimento relativo se fez para cada falha, deslocando os blocos - recumbentes (SE) para oeste e os inferiores para leste (mapa 3). Evidentemente, há, também, uma componente de deslocamento vertical que não altera muito o aspecto final sobre um plano horizontal, porque os pontos de referência que tomamos são diques apliticos e pegmatiticos em atitude próxima da vertical.

O estudo petrográfico dos milonitos das falhas NE leva a crer que estes falhamentos se dêram em certa profundidade, onde, além do "stress" predominante, agiria também alguma pressão de carga ou estática.

É difícil saber-se se trata de simples falhas locais causadas por movimentos ao longo de fissuras inclinadas e perto dos contactos ("flat-lying normal faults", de Balk) ou, se o fenomeno assume um caracter regional, abrangendo nos seus efeitos massas rochosas graníticas e metamórficas.

A atitude que os planos de falha NE tomam na Pedreira da E.F.S., corresponde em

em linhas gerais a das falhas marginais, conhecidas em muitos outros batolitos. Para os últimos movimentos registrados nos seus espelhos componente de deslocamento horizontal é sempre relativamente forte e os "slickensides" nunca se inclinam muito além de 45° .

Por isso, acreditamos que forças compressivas tangenciais de origem externa também tiveram papel saliente nos deslocamentos verificados. Desde que isso tenha acontecido, esperar-se-ia a ocorrência das mesmas direções de falhas ao longo de todo o contacto calcáreo-granito e por toda a região.

Falhas NW (Cortes Mairinque-Santos).

Entretanto, 3,5 km para Oeste, no outro bom afloramento granítico da área pesquisada (Cortes da E.F. Mairinque-Santos), também situado nas proximidades da encaixante metamórfica, é outra a estrutura tectônica do granito. Aí a rocha se acha intensamente falhada, mas os planos de falhamento se orientam principalmente para 40° a 60° NW, e mergulhos de 60° N até 90° (mapa 3). Foram observadas algumas juntas e falhas perpendiculares aque--

aquelas em muito menor proporção.

Os espelhos de falha aqui são constantemente estriados e se inclinam quasi invariavelmente para o lado Norte com "pitch" de 40° no máximo.

No afloramento de Mairinque, os planos de falhamento coincidem, aproximadamente, com as atitudes dos aplitos e pegmatitos.

O espelho é revestido por camada de material esverdeado muito polido pelos movimentos, mas o granito não se acha intensamente cizalhado e milonitizado. Por suas características gerais, estas falhas parecem corresponder às raras e pouco desenvolvidas falhas NW da pedreira da E.F. Sorocabana.

A orientação do contacto do corpo granítico com a encaixante calcárea parece não ser muito diferente da existente na zona da pedreira da E.F.S., embora não tenha sido investigada a região do lado Oeste da Estrada Mairinque-Santos. Aparentemente portanto, não há explicação para a raridade de ocorrências de falhas em atitude NE mergulho S na zona de Mairinque.

Acreditamos que tanto nessa zona como - na região da pedreira da E.F.Sorocabana os movimentos tectônicos se fizeram ao longo de juntas pré-existentes. (1). Provavelmente, as juntas marginais inclinadas (melhor desenvolvidas na região da pedreira da E.F.S.) representavam planos com orientação ideal para o desenvolvimento de tais forças.

Já na região de Mairinque, as zonas de fraqueza, melhor desenvolvidas, formavam outro tipo de juntas, apresentando orientação tal que as forças atuantes teriam que se resolver em componentes de menor poder efetivo. Daí, talvez, a ausência dos milonitos neste plano.

Há ainda, a seguinte explicação:

Observa-se uma saliência do batolito na direção Norte, justamente na região em que as falhas NE mais se desenvolvem.

Os esforços dirigidos nos bordos batolíticos devem, naturalmente, mostrar efeitos intensificados sobre saliências em razão da maior superfície exposta à ação cataclástica. Nesta região, uma cunha granítica deve ter-

ter-se deformado elasticamente, tendo sua porção mais externa se movimentado para NE, como sugere o deslocamento relativo dos blocos na pedreira da E.F.S..

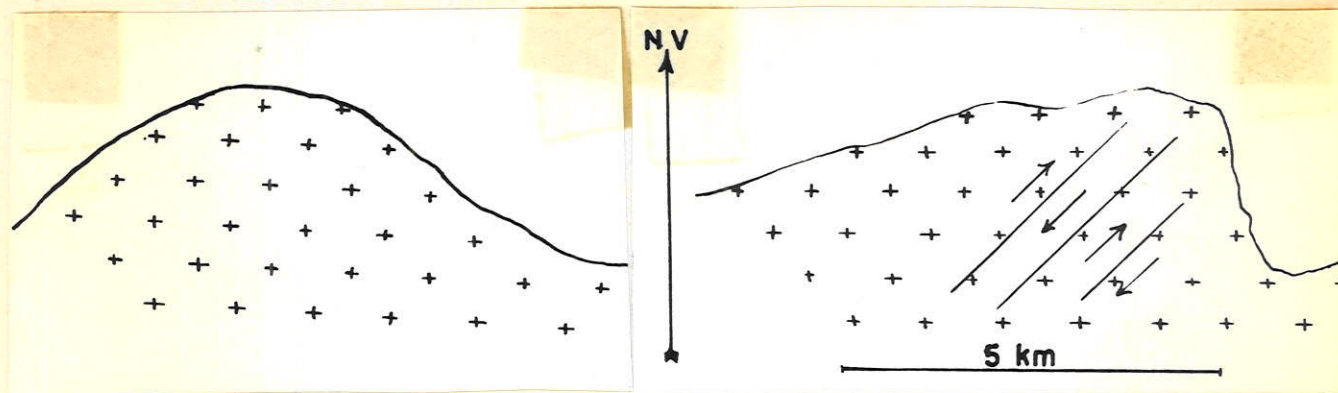
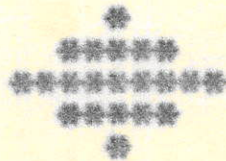


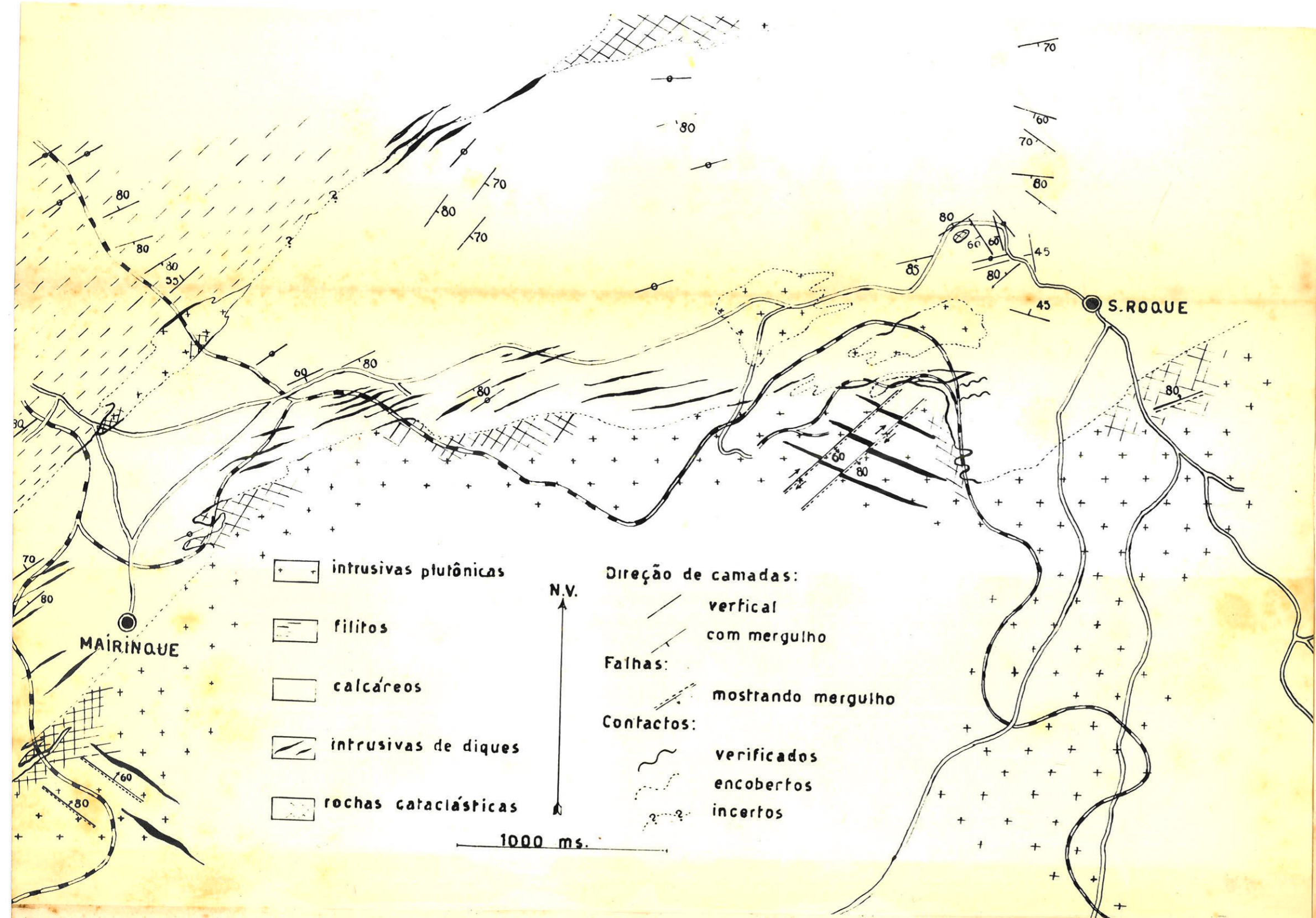
Fig 8

Fig 9

Quanto às forças deformadoras, somente estudos abrangendo áreas mais vastas, poderiam esclarecer se representam consequências dos últimos impulsos do magma profundo afetando massas já solidificadas ou se se trata de um dinamismo regional, não relacionado diretamente à intrusão.



Mapa nº 3
 Caracteres tectônicos da área estudada
 Delimitação precisa de contactos



TECTÓNICA DAS ENCAIXANTES

As rochas adjacentes aos "granitos" na região pesquisada são formadas principalmente por calcários em camadas empinadas.

Observa-se no conjunto (mapa nº 3.), uma certa gradação na variação de atitudes da zona de Mairinque para a de São Roque, passando de, praticamente 45° NE, no primeiro local a mais ou menos EW no morro de D. Quitéria. Neste local algumas camadas com orientação NW-W foram observadas.

Os mergulhos em geral são muito fortes (a maioria entre 80 e 90°) mas podem variar tanto para o NW como para SE; as causas desta variação não são facilmente observáveis.

À altura da bifurcação linha férrea - tronco-variante da pedreira, e ainda nas curvas da estrada de rodagem, depois de sair da cidade de São Roque, observa-se que a variação de atitudes é muito acentuada. Na estrada de rodagem a variação (aqui devida sem dúvida a dobras) pode ser observada no espaço de alguns metros ou dezenas de metros.

Já na via férrea o dobramento é ainda-

ainda mais intenso (foto nº 3), podendo os eixos de dobra tomar algumas vezes direções imprevistas e as abas formarem ângulos internos agudos. De modo grosseiro, a direção média dos eixos de dobra concorda com o rumo tomado pelos contactos batolito-calcáreo - nesta zona.

Ressalvada esta zona mais movimentada, nota-se no resto da região um acentuado paralelismo entre o rumo das encaixantes e a direção dos contactos com o batolito.

Em conjunto a faixa calcárea é arqueada, com a concavidade para o lado sul.

Observa-se muitas vezes diaclasamento no plano normal às camadas, mas não há preenchimento aplítico ou pegmatítico nestas direções.

Entretanto e principalmente nas vizinhanças do batolito, a intrusão pegmatítica concordante com os calcáreos, é observada - mais frequentemente.

As melhores exposições se encontram na pedreira Santa Marina e nos cortes da E.F.S. próximos à junção com a Ituana.

Em sua totalidade, os diques intrusivos na encaixante mostram-se extremamente afetados pelo dinamometamorfismo.

Algumas partes de um dique observado na pedreira Santa Marina constituem-se em verdadeiros ultra-milonitos, sendo as camadas de estrutura fluidal assim formadas paralelas às paredes da encaixante.

Cataclase nas camadas calcáreas não é bem reconhecível devido à fácil recristalização dos carbonatos. Foi observado, todavia, um afloramento com camadas estreitas de calcáreo xistoso. Ao microscópio, revelou-se rico de quartzo e silicatos em forma de lentículas porfiroclásticas. A calcita mostra grãos muitas vezes estirados no sentido da xistosidade. A foliação concorda com o acamamento observado nas rochas calcáreas vizinhas.

Algumas separações de leitos nos calcáreos não xistosos, são cobertas por minerais micáceos (especialmente talco e antigorita). Parece-nos que foi principalmente ao longo dessas separações que se desenvolveu

desenvolveu o "shearing stress".

Este é o motivo pelo qual encontramos rochas calco-silicáticas (hornfels) aparentemente intactos ao lado de rochas da borda batolítica, intensamente milonitizadas. O "hornfels" ainda apresenta acamamento e por tanto zonas de maior fraqueza nesta direção. (←). Em algumas dessas linhas é que se pode observar nitidamente os efeitos catacláticos. O resto permanece intacto.

Devem ter-se verificado falhamentos ao longo destes planos concordantes. Muitos "slickensides" se verificam na pedreira Sta: Marina, mas não se pode identificar o sentido do movimento nem o valor do rejeito. Faltam os necessários pontos de referência. As linhas do movimento final registrado nos "slickensides" na mergulham muito além de 45° da horizontal. O mesmo fenômeno se observa no batolito.

MECANISMO DA INERUSÃO

Pouca coisa se poderia deduzir da tectônica da região.

A importância do lineamento fluxionar

fluxionar nas intrusivas e sua correspondência com os diversos tipos de fratura: juntas ^Q (querklufte), juntas S (Spaltseite) e juntas L (Larger), vêm sendo ressaltadas pelos geólogos da escola de Hans Cloos (1).

Entretanto, afóra um tipo ^{de} junta de tensão, no batolito, ainda não classificada, e certas juntas ou falhas marginais, pouco - mais se reconhece da fase rígida.

Seria necessário um trabalho minucioso de microtectônica para verificar algum vestígio de lineamento nas intrusivas. ⁽³³⁾ O mesmo se pode dizer quanto às rochas regionais.

Além disso seria de temer deduzir algo de definitivo de um estudo que abrange apenas uma fração (4km) da borda de um extenso batolito. Julgamos, porém, existir alguns dados que, se não esclarecem, pelo menos ajudarão no futuro à solução do importante problema da intrusão dos magmas na série de São Roque.

Assim, as pequenas inclinações das estruturas fluidais planares e o mergulho maior de 60° nos planos de falhas miloniti-

milonitizadas (juntas primarias rejuvenescidas ?) na pedreira E.F.S. denunciariam, segundo Balk, bordas batolíticas pouco íngremes.- Na região em estudo, formariam contactos que em profundidade seriam necessariamente discordantes das rochas regionais. - Estas sofreram um arqueamento cujas causas devem ser procuradas na força intrusiva do magma. Acentue-se que o calcáreo de uma zona junto ao contacto se encontra extremamente dobrado e plicado.

Por outro lado, assinalou-se a presença de numerosas digitações, apófises e diques pegmatíticos nas encaixantes, ao redor dos contactos. Devem ter origem nas bordas batolíticas e portanto não mostram relações com os diques no interior do batolito.

Poder-se-ia admitir a hipótese de Daly (?), do "magnetic stoping" para dar -- conta das numerosas intrusões de borda. Ela explicaria o fenómeno sugerido adiante, de assimilação de calcáreos, e formação de diferenciações granodioríticas.

Esta teoria, entretanto, não explica--

explicaria as deformações causadas nas encaixantes.

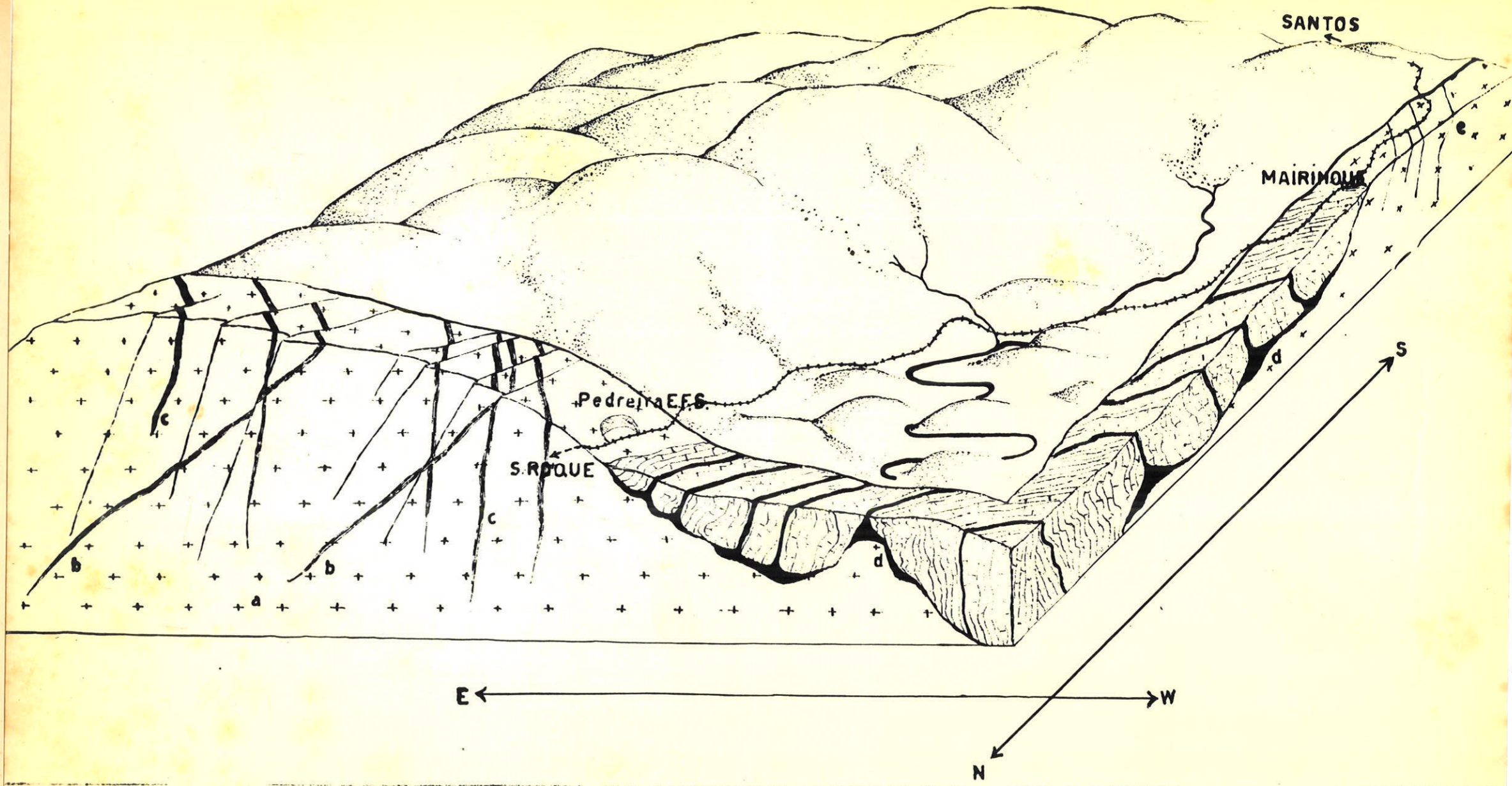
Daly admite que o processo do "magnetic piecemeal stoping", constitui apenas um complemento do mais importante processo intrusivo, que é a injeção abissal ativa, durante movimentação orogenética. O "magnetic stoping" aumentaria o volume final da câmara magmática em algumas dezenas ou até centenas de metros de espessura.

Os dados que colhemos sugerem tais processos; intrusão de um magma discordante, e concomitante deformação das encaixantes.

Por último, injeção local de apófises e diques com raízes na periferia batolítica.

*

Bloco-diagrama, mostrando as relações espaciais entre encaixantes e intrusiva.



PETROGRAFIA E PETROLOGIA DO MACIÇO

Plutonitos

Temos usado até agora o termo "granito" para designar a rocha que na região de São Roque forma a principal massa intrusiva magmática.

Realmente, o estudo de campo não permitiria aplicar outro nome a tais rochas. Assim, embora à luz do estudo microscópico devessemos optar por outras designações, preferimos por questões de ordem prática a referência "granitos", nos capítulos em que se não focaliza especialmente os problemas da rocha intrusiva, pois "granito" é uma designação que tem sido aplicada tanto para determinada variedade como para um grande clan petrográfico, que de modo geral pode incluir até granodioritos.

Entretanto, o estudo estatístico microscópico realizado por meio do método de Kosiwal (21), revela em todos os "granitos" estudados, uma alta porcentagem de plagioclásios álcali-cálcicos, razão pela qual a rocha não pode se enquadrar exatamente sob

sob aquela definição. Assim por exemplo, na pedreira da E.F.Sorocabana, os plagioclásios formam 33% do volume da rocha, embora o mesmo aconteça com o feldspato potássico (relação 1:1). Já em Mairinque, o plagioclásio supera em larga margem o feldspato potássico, mais ou menos na relação de 5:3. Finalmente, na estrada S.Roque-Ibiuna, algumas centenas de metros a sudeste da pedreira E.F.Sorocabana, a rocha mostra proporções de 5 plagioclásios: 2 feldspatos potássico. São os seguintes os resultados obtidos:

| <u>LOCAL</u> | <u>Pedreira E.F.S.</u> | <u>Est.Mairinque-Santos</u> | <u>Est.S.R.-Ibiuna</u> |
|----------------------------|------------------------|-----------------------------|------------------------|
| Plagioclásio | 33% | 42% | 46% |
| Microclínio micropertítico | 33% (feno-cr. 18%) | 25% (feno-cr. 16%) | 17% (feno-cr. 11%) |
| Quartzo | 23,5% | 20% | 17,5% |
| Clorita | } 7% | — | — |
| Biotita | | 6% | 9,5% |
| Hornblenda | | 4% | 6,5% |
| Accessórios | 3,5% | 3% | 3,5% |

Esses dados permitem-nos classificar as rochas, segundo Johannsen (23), em dois tipos:

1) A rocha da pedreira da E.F.Sorocabana é o adamelito definido por Cathrein e Broger. Johannsen prefere não adotar este termo que já se acha a bem dizer, consagrado na literatura. O adamelito possui os caracteres mineralógicos do verdadeiro granito, mostrando apenas proporções equivalentes de plagioclásios e feldspatos potássicos.

2) A rocha de Mairinque e a da estrada S. Roque-Ibiuna, são típicos granodioritos com plagioclásios sobrepujando feldspatos potássicos.

Nos três afloramentos estudados, pode-se estabelecer a seguinte regra de abundância:-

- | | | |
|-------------|---|--|
| ESSENCIAS | (1- Plagioclásios (albita e andesina) | |
| | (2- Feldspatos potássicos (microclínio microperítico) | |
| | (3- Quartzo | |
| FÊMICOS | (4- Biotita | Clorita, Epidoto e outros por alteração |
| | (5- Hornblenda | |
| | (6- Mirmequita | |
| | (7- Titanita | |
| ACESSÓRIOS: | (8- Apatita e Magnetita | |
| | (9- Epidoto primário | |
| | (10- Alanita e Zirconita. | |

Seguem-se as análises efetuadas em amostra da pedreira E.F.Sorocabana (adamelito) e

e a da rocha próxima à borda batolítica na estrada Mairinque-Santos (granodiorito) .. ~~13,5%~~. Os resultados vêm comparados com os dados obtidos de médias de análises efetuadas nos mesmos tipos de rocha (23).-

PEDREIRA E.F.S. MÉDIA DE 24 ANÁLISES
ADAMELITO ADAMELITO

| | | |
|--------------------------------|------------|-------------|
| SiO ₂ | 66,8 | 67,92 |
| Al ₂ O ₃ | 15,0 | 15,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,2 | 1,60 |
| FeO | 1,5 | 2,12 |
| CaO | 2,8 | 2,77 |
| MgO | 2,4 | 1,45 |
| Na ₂ O | 3,7 | 3,68 |
| K ₂ O | 4,3 | 4,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,2 | 0,12 |
| TiO ₂ | 0,5 | 0,46 |
| Mn | tr. | 0,07 |
| H ₂ O + | 0,4 | { 0,80 |
| H ₂ O - | 0,07 | |
| P.ao F. | <u>0,3</u> | <u>n.d.</u> |
| | 100,17 | 100,10 |

| | E. MAIRINQUE-SANTOS Granodiorito | MÉDIA DE 32 ANÁLISES Granodiorito |
|--------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| SiO ₂ | 66,5 | 67,86 |
| Al ₂ O ₃ | 14,3 | 14,97 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,2 | 1,75 |
| FeO | 3,2 | 2,18 |
| CaO | 3,3 | 2,82 |
| MgO | 2,1 | 1,38 |
| Na ₂ O | 3,7 | 3,29 |
| K ₂ O | 3,3 | 3,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,2 | 0,17 |
| TiO ₂ | 0,6 | 0,51 |
| Mn | tr. | 0,05 |
| H ₂ O + | 0,5 | } 0,84 |
| H ₂ O - | 0,1 | |
| P. ao F. | <u>0,1</u> | n. d. |
| | 100,10 | 99,40 |

A textura das rochas estudadas é granular hipautomorfica porfiroide, mostrando os minerais ortomagnéticos a seguinte ordem de idiomorfismo:

- 1º - Magnetita
- 2º - Apatita
- 3º - Epidoto
- 4º - Titanita
- 5º - Hornblenda

- 6º - Biotita
- 7º - Plagioclásio
- 8º - Feldspato potássico
- 9º - Quartzo

Granulação

Os fenocristais são formados exclusivamente por microclínio com dimensões variáveis, podendo atingir até 3 cm no seu maior diâmetro.

A massa restante é equigranular média - (21): 1 a 4 mm.

A granulação no adamelito da pedreira da R.F.Sorocabana, é comparativamente mais fina, devido a processos cataclásticos mais intensos neste local.

Outros caraterísticos petrográficos

Em vista do amplo conhecimento que se tem hoje em dia da petrografia das rochas graníticas, julgamos poder dispensar a maioria dos pormenores descritivos, que em linha gerais são do mesmo carater dos que se encontram em todos os granitos do chamado tipo "Pirituba", já descritos por Moraes Rego, Djalma Guimarães e Otavio Barbosa.

Acentuaremos no entanto certas peculiaridades que interessam mais de perto aos assuntos que serão versados neste trabalho.

1.- Os minerais fênicos são habitualmente biotita e hornblenda comum, mas em certas zonas da pedreira da E.F.S. são substituídos completamente por uma clorita verde escura, negativa, de altos índices de refração ($\beta = 1.61$ a 1.62) e cor de interferência anormal, roxa. (Diabantita?) (40).-

2.- Sempre que a amostra é cloritica o plagioclásio é mais ácido do que habitualmente. Assim, ainda no caso da adamelito da ^{pedreira da} E.F.S. o oligoclásio (An_{16}) da rocha normal passa a albita (An_5 a 10%) nas zonas cloriticas.-

3.- No granodiorito de Mairinque (E.F.-Mairinque-Santos) o plagioclásio é ligeiramente mais cálcico que na pedreira da E.F.Sorocabana aproximadamente An_{18} .

4.- No granodiorito da Estrada S. Roque-Ibiuna os plagioclásios alcançam a maior basicidade encontrada. São oligoclásio-andesina (An_{28} a 30%).

Nesta rocha aumenta o teor de fênicos e

e diminua o de feldspatos potássicos.

5.- Quanto mais cálcio o plagioclásio - maior é a sua tendência ao idiomorfismo e - ainda maior também a sua quantidade na rocha.

6.- Existe zoneamento em muitos plagioclásios, sendo o núcleo ligeiramente mais cálcico que a borda.

7.- A alteração dos plagioclásios é - mais intensa nas amostras cloríticas.

8.- Nota-se pelo quadro apresentado anteriormente clara relação antipatética entre plagioclásios, de um lado, e quartzo e microclínio de outro.

9. - A hornblenda é um mineral encontrado em todos os "granitos" não cloríticos, em quantidades em geral menores que as de biotita.-

10.-- A biotita é parda-esverdeada. Verde quando em vias de alteração para clorita. Raramente apresenta halos pleocroicos. Linguas de biotita verde substituem a biotita normal ao longo dos planos de clivagem, nos estágios intermediários de cloritização.

11. - Os acessórios, transparentes, são ^{quase} totalmente formados por minerais cálcicos, -

cálcicos, prevalecendo a titanita e apatita. Em algumas lâminas, foram observados halos em torno da titanita, quando esta é envolvida por biotita.

Não foi encontrado em lâmina qualquer vestígio de granada, rutilo e turmalina, ~~o mesmo zircónita~~. A zircónita, muito rara, apresenta-se em cristais de dimensões mínimas. 2 únicos cristais de alanita foram encontrados em sete lâminas estudadas.

12. - Os fenômenos cataclásticos se evidenciam em muitas lâminas com intensidades variáveis; as zonas mais afetadas por tais processos são miloníticas e ultra-miloníticas.

13. - É nestas zonas que se mostra mais frequente a ocorrência de minerais de origem secundária e hidrotermal: quartzo, epidoto, calcita, pirita, ^{cal}copirita, galena, fluorita, clorita e apofilita (6), quase todos de formação nitidamente posterior aos movimentos que causaram a cataclase.

Anlitos e nesmatitos intrusivos em rochas graníticas.

Em todo o maciço "granítico" observa-se grande número de diques aplíticos e pegmatíticos (fotos 4 e 6) cortando a encaixante com direção constante para o quadrante NW.

O estudo microscópico mais permenorizado foi feito nos aplitos da pedreira da E.F. Serecabana, onde os diques cortam o adameli-to porfiroide.

Aqui a quantidade de aplitos é mais ou menos equivalente à de pegmatitos. É muito frequente a ocorrência de cruzamentos de diques de aplitos com pegmatitos e nestes casos não é raro observar-se falhamento, sendo, então, possível a determinação da sequência de intrusão dos diversos diaschistitos nas diferentes fendas. Entretanto para esses dois tipos de magma, não pudemos, estabelecer nenhuma regra cronológica.

Ora é o aplito que corta o pegmatito, ora é o contrário que sucede. Além disso, não é sempre que os contornos são nitidos nos contactos pegmatito-aplito.

Muitas vezes um pegmatito se diferencia em aplito nos contactos com a encaixante, mostrando granulação transicional entre um e ou

outro tipo de diaschistito. Pode acontecer -
tambem o caso inverso de diques com miolo -
pegmatítico e faixas laterais aplíticas.

É comum observar-se uma verdadeira mis-
tura de magmas nos pontos de encontro.

Existe, porém, um tipo de aplito que --
parece ser realmente posterior aos acima ci-
tados. Diverge macroscopicamente dos anterio-
res, por apresentar coloração arroxeada. Mi-
croscopicamente observa-se a presença do mi-
neral responsável por aquela coloração: tur-
malina, em abundantes e minúsculos bastõe -
tes (foto 19).

Entre o aplito róseo normal e o roxo -
turmalinífero existem, todavia, alguns tipos
intermediários, sendo de se destacar um de
aplito róseo com algumas turmalinas macros-
cópicas poikilíticas, desenvolvidas claremen-
te em meio total ou quase totalmente sólido.

O aplito roxo pode, por outro lado, a-
presentar variação lateral ou central para -
aplito róseo (foto 6). Atravessam com ou -
sem falhamento, de modo nítido, ou não, os -
pegmatitos e aplitos róseos, mas os tipos ro-
xos característicos totalmente turmalinífe -

turmaliníferos nunca são atravessados por -
pegmatitos e aplitos róseos típicos.

Além disso, estatisticamente, verifica-se a tendência de os aplitos roxos ocuparem planos com mergulhos pouco acentuados para-NE ($\pm 45^\circ$) nisto divergindo dos outros diques. A direção, contudo, é a mesma para todos os tipos (fig. 4).

Os pegmatitos e aplitos intrusivos no-
adamelito da pedreira E.F.S. mostram os mes-
mos minerais essenciais em proporções mais
ou menos idênticas, tanto num como noutro -
tipo de diaschistito. Apenas a granulação e
a textura variam, tornando-se nos aplitos -
caracteristicamente xenomorfica granular.-

Os minerais essenciais são: quartzo, --
microclínio e plagioclásio, existindo ainda
quantidades subordinadas de turmalina em
certos tipos de aplito.

Os fêmicos da rocha hospedeira desapa-
recem quase por completo e dos acessórios,
foram identificados em muito pequena porcen-
tagem spatita e magnetita.

A percentagem relativa dos diversos mi

minerais foi medida apenas nos aplitos dada a pouca exatidão de medidas em rochas muito grosseiras.

Por comparação macroscópica, verifica-se que devem ser mais ou menos equivalentes os resultados obtidos nos aplitos e nos pegmatitos. Foram as seguintes as proporções volumétricas obtidas:

| | Aplito róseo não turmalinífero | | Aplito róseo turmalina macroscópica poikilitica | Aplito roxo turmalinífero | |
|------|-----------------------------------|------|--|------------------------------|------|
| | 1ª | 2ª | | 1ª | 2ª |
| Fl. | 41.7 | 38.3 | 40.4 | 31.9 | 33.0 |
| Mi: | 31.0 | 26.6 | 24.8 | 34.1 | 34.7 |
| Qz. | 26.3 | 33.3 | 32.1 | 28.6 | 27.0 |
| Tu. | ---- | ---- | 1.4 | 4.0 | 5.0 |
| Acc. | 0.8 | 1.5 | 0.8 | 0.9 | 0.2 |

^D De acordo com Johansen, aplitos com a composição mineralógica das três primeiras colunas devem ser classificados como leucogranodiorito-aplito. Apresentam plagioclásio em maior quantidade do que os tipos normais de granito-aplitos e menos fêmicos do que os granodiorito-aplitos.

Aquele autor acentua que até 1931, a literatura assinalara uma única descrição de um tal tipo de aplito, e esta se deve a Worm, que estudou um dique em Meissen. As análises, volumétrica e química, desta rocha, quando comparadas com as determinadas para os aplitos róseos de São Roque, dão aproximações aceitáveis:

Análise volumétrica

| Meissen | | São Roque (*) | |
|-------------------|-------|-----------------------|-------|
| An _{19%} | 43.35 | An _{5 a 14%} | 40.13 |
| Micropert. | 34.20 | Micropert. | 24.47 |
| Quartzo | 21.0 | Quartzo | 30.57 |
| Fênicos | 1.45 | Fênicos e Ac. | 1.03 |
| Turmalina | ---- | Turmalina | 0.47 |

(*)- Média de três aplitos róseos.

Análise química

| Meissen | | São Roque (*) | |
|--------------------------------|-------|---------------|------|
| SiO ₂ | 71.42 | | 74.2 |
| Al ₂ O ₃ | 14.17 | | 15.4 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.13 | } | 0.85 |
| FeO | 0.26 | | |
| MgO | 0.34 | | --- |

Análise química (cont.)

| | | |
|-------------------|------|------|
| CaO | 0.73 | 0.5 |
| Na ₂ O | 4.35 | 3.1 |
| K ₂ O | 5.59 | 5.7 |
| H ₂ O | 1.17 | n.d. |

(*)- Análise efetuada em amostra contendo -
plagioclásio ácido: An_{7%}

Quanto aos aplitos mais ricos em turmalina, ainda de acordo com Johannsen, devem ser chamados de leucogranodiorito-aplitos, pois na digo, leucogranito-aplitos, pois neles baixa o teor de plagioclásios a um valor inferior (embora pouco) ao registrado para feldspato potássico.

Esta classificação se deve assim a umas das mais acatadas autoridades no assunto, Entretanto, por serem os nomes petrográficos pouco usados na literatura e ainda devido a confusão que pode acarretar a complexidade e semelhança dos dois nomes técnicos, preferimos continuar a usar neste trabalho, os nomes menos científicos, mas mais simples e compreensíveis de; aplito róseo para o leucogranodiorito-aplito; e aplito roxo para o leucogranito-aplito turmalífero.

Plagioclásio, quartzo e microclínio formam a típica textura aplítica com grãos xenomórficos revelando ambiente de precipitação concomitante.

A mirmekita não é rara, mas no quadro foi separada em seus elementos constituintes. O plagioclásio, à semelhança do que acontece na rocha hospedeira adamelítica varia desde o típico oligoclásio $An_{14\%}$ até albita (An_5 a 7%). De um modo geral são mais ácidos que no adamelito. -

O microclínio é micropertítico, tendo sido notados alguns casos de antipertita.

Alguns acessórios comuns do granito; - magnetita e apatita, encontram-se também no aplito, mas em quantidades muito menores, e dos fêmicos aparece somente a biotita que no quadro foi incluída entre os acessórios. Esta mica apresenta-se por vezes cloritizada.

A turmalina estudada é macroscopicamente preta. Apresenta forte pleocroísmo com aborção

ω = verde escuro ou azul indigo

ξ = castanho avermelhado claro

Apresenta-se nos aplitos roxos típicos como bastonetes minúsculos e numerosos ocupando espaços intersticiais, ou sob a forma de inclusões nos demais minerais da rocha. Nestes ca-

casos, muitas vezes os bastonetes se alinham --
perfeitamente, digo, se alinham paralelamente aos
contornos cristalinos do mineral hospedeiro for-
mando uma cõeca prõxima às bordas do cristal.

A turmalina pode apresentar-se ainda em
prismas maiores, alcançando até um centímetro, -
mas, quando isso acontece, a ocorrência é em a-
plites róseos e a estrutura do mineral é em ge-
ral poikilítica, denotando formação em rocha sô-
lida.

Em algumas laminas foi observada a altera-
çãõ da turmalina por um agregado pseudomórfico
em que predomina a clorita acompanhada por algu-
ma biotita, magnetita, ou, em outros casos, mi-
ca branca (cookeita?) e um mineral aparentemen-
te isotrópo não identificado. Deve tratar-se de
um tipo de alteração determinada pelas mesmas -
causas que no "granito" encaixante provocaram a
cloritização dos fêmicos.º

ROCHAS DE BORDA

Cataclasito aplítico

Na linha tronco da E.F.S., entre S. Roque-
e Mairinque, foi observada modificação ácida do
granito à altura do contacto com as encaixantes.

Trata-se de rocha composta essencialmente de -
quartzo, feldspato potássico e microclinio -
branco micropertítico com menores quantidades -
de plagioclásio ácido e tendo como acessórios -
turmalina e alguma clorita.

A granulação é heterogênea e a textura é
tipicamente cataclástica. Todos os minerais se
apresentam quebrados com maior ou menor intensi
dade.

Macroscopicamente, a rocha apresenta to
nalidades cinza e branco, e é extremamente com
pacta.

A gneissificação, visível ao microscópio,
não pôde ser distinguida no campo devido à i
nexistência de contrastes entre os minerais.

Cataclasite granodiorítico

Em outros contactos, observados em Mairin
que, na linha-tronco da E.F.S. e na E.F.Mairin
que-Santos, a rocha intrusiva não sofreu dife
renciações primárias.

Macroscopicamente, a rocha é cinza-escuro
em massa compacta, mas sobressaem numerosos -
cristais brancos de feldspato. À primeira vis
ta pode ser tomada como um porfiro efusivo. A

A textura é ainda cataclástica ou mesmo milonítica. Persistem com maiores dimensões porfiroclastos de quartzo, microclinio ou, mais comumente, plagioclásio oligoclasi^o.

A massa restante é formada por quartzo, microclinio, oligoclásio, clorita (peninita), anfibólio verde pálido (actinolita?), pirita, titanita e apatita.-

O tamanho dos porfiroclastos é da ordem de 0,5 cm; enquanto o dos grãos da mesostase é de 0,05 cm a 0,02 cm.

Se nos guíarmos pela dimensão dos porfiroclastos, verificamos que a sua superfície, mesmo somada com a do material triturado que os emoldura, não iguala a superfície dos grãos dos adamelitos e granodioritos não milonitizados. Parece, pois, que a granulação original nas bordas do batolito seria inferior à normal, o que se explica pela maior velocidade de resfriamento nas bordas.

Também aqui não foi possível distinguir macroscopicamente o sentido geral da gneissificação. Nestas rochas verifica-se ainda com maior clareza os efeitos produzidos por soluções, no caso responsáveis pela formação de

de clorita, pirita, quartzo e pela descoloração do anfibólio hornblêndico.

Este, como o tipo anterior de cataclasi-
to, forma diques concordantes nos calcáreos.

O mesmo magma que se diferenciou nos bor-
dos do batolito, parece-nos, também se introdu-
ziu na mesma época pelas encaixantes, vindo a
formar os pegmatitos e aplitos que hoje se en-
contram triturados e nos quais, vez ou outra,
se observa a direção geral de gneissificação.
Do mesmo modo, o magma que escapou à diferen-
ciação de bordo, pode ter-se introduzido em lín-
guas e diques graníticos, como se observa na -
pedreira Santa Marina. São diques que teriam -
suas raízes nos bordos batolíticos, ao contra-
rio dos pegmatitos e aplitos do interior do -
batolito, de origens mais profundas.

XENOLITOS

Como já mencionamos foram encontradas - duas inclusões exógenas na massa "granítica" - próxima ao contacto com os calcários. Destas, somente uma, a da pedreira da E.F.S., se apresentava suficientemente fresca para um exame mais pormenorizado. Que ambas são de origem calcárea, parece provado, não só pela proximidade dos contactos com aquela rocha, como também pela composição mineralógica e química.

Ambos os xenolitos são formados por alta porcentagem de silicatos calcomagnesianos, no caso da pedreira E.F.S. um piroxênio. No outro xenolito encontrado (Mairinque-Santos), o piroxênio já se encontra quase totalmente utilizado, com formação de anfibólio fibroso verde de composição aproximadamente actinolítica. Mas ainda se nota um ou outro grão de piroxênio não alterado.

Nas duas ocorrências, os xenolitos acham-se envoltos por uma coroa de reação em que predomina a hornblenda comum, macroscopicamente preta.

Xenolito da pedreira E.F. Sorocabana

Inclusão. propriamente dita

A textura da massa xenolítica propriamente dita é equi-granular microcristalina (granulação; 0,1 mm). Dada a pequena área examinada em lamina delgada, não é possível fornecer dados volumétricos exatos. Mas, seguramente mais de 2/3 do xenolito é formado por piroxênio.

Este mineral apresenta-se em grãos sub-hedrais. Sua cor é ligeiramente esverdeada mesmo em secções petrográficas, o que comprova a existência de óxidos de ferro. Não há pleocroísmo.

A massa restante do xenolito é formada principalmente por oligoclásio e menor quantidade de quartzo em grãos inteiramente anedrais, preenchendo os espaços deixados pelo diopsídeo. O oligoclásio (An 20%) tal como se observa nos "hornfels" de contacto, está isento de geminação.



Fig 10

Orla de reação do xenolito

Coroa de reação

É formada por hornblenda em cristais aparentemente sem orientação prefixada. Ao microscópio revela a existência de numerosas inclusões de quartzo, oligoclásio, magnetita, titanita e apatita, formando zonas ou sub-camadas mineralogicamente diferentes dentro da orla hornblêndica (fig. 10). As inclusões da camada mais chegada ao xenolito são formadas por quartzo ou feldspato. Há uma zona intermediária praticamente de hornblenda sem inclusão e finalmente, mais do lado externo, uma nova zona de hornblenda com inclusões de magnetita, titanita e alguma apatita. A magnetita se dispõe preferencialmente do lado interno e a titanita quase no contac

contacto com o granito.

Granito

O "granito", num raio de aproximadamente 10 cm, a partir da inclusão, mostra visível - descoloramento dos feldspatos, formando uma auréola em torno da inclusão xenolítica. Mas os minerais fêmicos persistem e aqui predomina a hornblenda sobre a biotita. Em Mairinque, na 2ª ocorrência observa-se o aumento de frequência dos fêmicos em torno de xenolito, ~~onde o granito passa a típico granodiorito.~~

Composição química do xenolito

A análise química do xenolito da E.F. Socobana, sem a auréola anfibólica mostrou os seguintes teores:

| | |
|--------------------------------------|--------|
| P. ao P. | 0.46 |
| SiO ₂ | 56.1 |
| Al ₂ O ₃ | 9.7 |
| FeO + Fe ₂ O ₃ | 6.0 |
| TiO ₂ | 0.22 |
| CaO | 15.6 |
| MgO | 8.8 |
| Na ₂ O | 2.4 |
| K ₂ O | 0.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 |
| | <hr/> |
| | 100.05 |

O piroxênio é de natureza calco-magnesi-
na mas possui teóres relativamente altos de fer-
ro e alumina. O ângulo de extinção, $c = 44^\circ$ -
indica ser este mineral um termo entre a augita
e o diopsídeo (40).

Da orla de reação, devido à impossibilidade
de obtenção de amostra não contaminada com
materiais rochosos adjacentes, não foi feita a-
nálise química. Não obstante, baseada nas pro-
porções minerais é possível a obtenção dos teó-
res, em aproximação grosseira, conforme mostra
o quadro abaixo:

| | 1ª zona, Metade con- tígua ao xenólito. | 2ª zona, Metade mais externa. |
|---|--|----------------------------------|
| SiO ₂ | 50.0 | 28.2 |
| Al ₂ O ₃ | 12.6 | 8.8 |
| FeO+Fe ₂ O ₃ | 13.0 | 38.9 |
| CaO | 10.0 | 9.3 |
| MgO | 9.0 | 6.9 |
| Na ₂ O | 2.0 | 1.3 |
| K ₂ O | 1.2 | 0.9 |
| P ₂ O ₅ +TiO ₂ | 0.8 | 3.9 |

Gênese do Xenolito - Químico e Mineralogênese

A ausência de caracteres de "schlierens" cognatos, nesses inclusões, a natureza calcio-magnésiana do principal mineral nelas presente a existência próxima de calcários e ausência, - na região, de rochas básicas ou quaisquer outras que pudessem por pirometamorfismo produzir xenolito semelhante, tudo isto sugere fortemente a origem exógena e calcárea dos xenolitos. Tomada como verdadeira tal afirmação, torna-se oportuna a comparação de análises efetuadas no calcáreo de contacto e no xenolito. Com esse intuito, tomaremos 3 análises:

1ª - A análise nº 2 à pag. 103, que nos dá uma ideia aproximada dos teores médios ^{no calcáreo} da pedreira Santa Marina.

2ª - A análise nº 1 à pag. 126, correspondente a leito altamente silicático (cerca de 25% de carbonatos) no calcáreo metamórfico, e que, por sua composição deve aproximar-se bastante da de um verdadeiro "hornfels". Este leito situa-se a poucos metros do "granito".

3ª - A análise do xenolito em questão (pg 61)

Sabendo-se que por metamorfismo de con -

contacto as alterações em rochas carbonáticas - tendem invariavelmente para uma decarbonatação crescente, poderíamos para fins comparativos - extrair das análises os teores de CO_2 . Obteríamos assim, para as rochas de 1ª e 2ª análises, a composição teórica no caso hipotético delas terem sofrido completo metamorfismo não aditivo:

| | 1ª | 2ª | 3ª |
|--------------------------------------|------|------|------|
| SiO_2 | 27.0 | 48.5 | 56.1 |
| Al_2O_3 | 1.4 | 9.6 | 10.0 |
| CaO | 56.8 | 23.5 | 15.6 |
| MgO | 14.2 | 13.4 | 8.8 |
| $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0.6 | 3.4 | 6.0 |
| Na_2O | x | 0.6 | 2.4 |
| K_2O | x | 0.8 | 0.58 |

Verificamos deste modo que para ^{que} o calcáreo produza o xenólito da análise 3ª, em vez de uma simples recombinação dos elementos não voláteis do calcáreo, existe ao contrário, necessidade de trocas de óxidos, visando, como acentua Nockolds (30), a formação de minerais estáveis química e fisicamente, no meio ambiente (magma granítico). Em resumo: há necessidade de trocas metasomáticas. No caso em conside

consideração tais trocas envolvem a entrada para o xenólito de: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 e ... Na_2O e talvez pequenas frações de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 . Por sua vez, o calcáreo xenolítico fornece ao ^{magma} granítico a totalidade do CO_2 porventura ainda existente, grande parte de cálcio e menores proporções de magnésio. Nockolds observa - que os xenólitos ricos em CaO , cedem este óxido ao magma e absorvem muito mais facilmente Na_2O do que K_2O . Quando o teor de MgO é maior que o de CaO há maior volume de trocas entre MgO e K_2O . As reações recíprocas levam à formação de plagioclásios nos xenólitos mais cálcicos e biotita nos magnesianos. Esta afinidade do cálcio pelo sódio é confirmada plenamente no caso em estudo.

Sílica e alumina desempenham segundo aquele autor, papel passivo nas trocas entre xenólito e magma, sendo absorvidas quando necessárias para a formação de minerais estáveis, e eliminadas quando em excesso.

Mineralogicamente, o que se pode deduzir do estudo das ocorrências xenolíticas é o fato de calcáreo se transformar em silicatos, dos -

dos quais o mais susceptível de se formar em tal ambiente, é o diopsídeo ou um piroxênio afim ... (5, 10). É provável, porém, que tal transformação já se tivesse processado ao longo dos contactos, de tal modo que os pedaços despregados da encaixante e imersos no magma, já são a essa altura verdadeiros "hornfels". O diopsídeo, todavia, é um mineral inadaptado a um magma granítico, em resfriamento (5) e para sua estabilização química e física torna-se necessária - sua posterior transformação em um anfibólio, no caso a hornblenda, o que se dá pela adição posterior de novos elementos químicos, entre eles Fe e Al.

Daí a origem da coroa hornblêndica de reação em torno dos xenólitos. A primeira zona de tal coroa, contígua ao xenólito, revela em sua composição química grande analogia com a inclusão propriamente dita. Entretanto, os minerais e suas proporções são bastante diferentes em um e outro, principalmente no que concerne ao quartzo e feldspato. Parece que nas zonas mais externas do xenólito, para a formação da hornblenda foi utilizado não só o diopsídeo como também

também grande parte do oligoclásio. Em lâmina - observa-se nitidamente o diopsídeo alterando-se em um material não identificado, provavelmente um agregado uralítico. Isso a alguns milímetros da borda. Para o interior do xenolito, o piroxênio é inteiramente fresco.

Já na zona da hornblenda, mas junto à linha de contacto com o xenolito, podemos também observar uma ou outra hornblenda incluindo poikiliticamente aqueles agregados confusos, um pouco de augita remanescente, quartzo e oligoclásio, enquanto no resto da zona, mais externamente, as inclusões são formadas quase exclusivamente por quartzo.

Na inclusão propriamente dita observa-se a existência de mais 2 grãos de oligoclásio para 1 de quartzo, mas na 1ª orla de hornblenda, a relação é de 3 grãos de quartzo para 1 de oligoclásio.

Tal fato sugere acentuadamente uma reação entre plagioclásio e piroxênio para a formação de hornblenda, havendo ao mesmo tempo absorção de Fe de proveniência granítica e eliminação de sílica em forma de quartzo. A formação de orla hornblendica a custa de material diopsídico

diopsídico tem sido notado por muitos autores -
entre eles! Williamson (38)

A composição mineralógica da orla externa, demonstra mais uma vez a absorção de Fe, cujo excesso produziu magnetita em inclusões. Ainda nesta zona, a grande riqueza de titanita e em certo grau, apatita, sugere a fixação de volatéis mineralizadores ao xenolito. Os elementos necessários para a formação de titanita, foram: cálcio de proveniência xenolítica; titânio, de origem magnética; e sílica, de origem primordialmente magnética, mas podendo na ocasião ser proveniente do excesso silicoso do xenolito e da primeira orla hornblêndica.

*

MILONITOS E ULTRA-MILONITOS

Ocorre na faixa "granítica" estudada,-- ao longo de falhas estruturais, um material compacto de granulação muito fina, classificável na maior parte dos casos como milonitos ou ultra-milonitos. Sua origem está ligada, sem dúvida alguma, a movimentos de fricção em superfície de falhamento. - Sua diagnose adquire, portanto, grande importância, porque permite identificar zonas de, pelo menos, movimentação tectônica intensa.

Falta ao material observado a friabilidade de rochas de origem idêntica, característicos de zonas de formação mais altas. A coesão nos milonitos encontrados em São Roque, se bem que possa ser atribuída em parte a uma cimentação secundária, produzida por minerais hidrotermais, pôde, por outro lado, encontrar explicação nas fortes pressões confinantes de níveis um tanto mais profundos.

Na Pedreira da E.F.S., onde os milonitos são realmente abundantes, a ocorrência

ocorrência de tais rochas aponta imediatamente a existência de falha. As distâncias que separam tais faixas não são, em geral, maiores que 10 metros. Sendo as falhas bastante regulares em suas direções e mergulhos, também o material que a preenche toma forma tabular plana em grande extensão. No conjunto lembra perfeitamente um dique intrusivo, tanto mais que a faixa milonítica discorda da maioria das estruturas que atravessa.

A espessura da rocha milonítica é normalmente da ordem de centímetros, ou decímetros.

O 'granito' contíguo às zonas miloníticas sofre, em geral alterações texturais importantes produzidas pela cataclase intensificada. O primeiro sintoma é o desaparecimento de contornos geométricos nos fenocristais de microclínio, denunciando movimentos que afetaram em amplitude microscópica a massa intersticial e as bordas dos fenocristais. Podem, também, aparecer (mais raramente) fissuras irregulares em vários

vários sentidos, brecciando macroscopicamente o "granito". Estas fendas são, habitualmente, preenchidas por calcita secundária.

Um passo mais avançado no sentido da milonitização, é, agora, a mais completa - homogeneização do "granito", com pulverização dos perfiroclastos. Estes se representam - por faixas ou lentes irregulares róseas em meio de uma massa frequentemente verde ou cinzenta escura. Algumas vezes esta massa pôde se laminar inteiramente com formação de um autêntico xisto milonítico.

Aparece, finalmente, a rocha mais comum em tais ocorrências: o ultra-milonito, que se forma sob condições de máximo "shear-ring-stress". Seu aspecto é em geral leitoso, ou, se sofrer silicificação hidrotermal posterior, translúcido e silixítico.

A posição espacial dos pseudo-diques - de material cataclástico, coincide, obviamente, com toda uma série de falhas no maciço "granítico", isto é, em torno de 50 N.E., com mergulho de 60° a 70° S.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Em várias lâminas de adamelito colhido nas vizinhanças de uma faixa milonítica, - observa-se que nenhum grão mineral escapou ao processo de milonitização. Todos mostram em maior ou menor grau, os efeitos cataclásicos, mas não se distingue uma orientação evidente nos minerais. O quartzo se apresenta com forte extinção ondulante, os plagioclásios com os traços de geminação frequentemente torcidos, os grãos de microclínio em blocos separados pelos traços de clivagem, a clorita em folhas escorregadas e dobradas. Quase todos os indivíduos estão quebrados, mesmo os minúsculos acessórios. Nessas amostras, os maiores grãos não vão além de 2 mms. em suas maiores dimensões, de tal modo que, macroscopicamente, a rocha original dificilmente se deixa identificar, perdendo sua individualidade.

Os plagioclásios já se acham em estado relativamente avançado de alteração. O aspecto é breccioide em escala quase microscópica.

microscópica. Grande quantidade de clorita e sericita misturados aos pequenos pedaços de microclínio, plagioclásio, quartzo e acessórios, formando a massa intersticial - onde, vez ou outra, se percebe alguma calcita de infiltração.

Há, no entanto, zonas em que a néo-mineralização é mais intensa, mas os minerais aqui formados se cristalizaram tipicamente a partir de soluções e não por recristalizações metamórficas. Trata-se, sem dúvida, de um cataclasito granítico.

Uma das lâminas estudadas mostra um aspecto interessante desta néo-mineralização. Uma pequena lente de material mais intensamente milonitizado (por isso, mais poroso), apresenta-se inteiramente impregnado de cristalinhos cúbicos de pirita. Ao seu redor, material cataclástico mais grosseiro e faixas intersticiais onde se depositou muita calcita.

O quartzo é também um dos minerais abundantes da geração secundária. Por vezes, perfeitamente idiomórfico quando se cristali

crystaliza em espaços originalmente vazios; outras vezes em massas microcristalinas com grãos suturados ou formando veios em finos filletes.

Já se mencionou o fato de poder o material milonitizado se apresentar em faixas lamináveis: xisto milonítico, que, no entanto, raras vezes perde um grau relativamente alto de coerência. Essas ocorrências são raras parecendo se restringir somente a zonas de movimento mais acentuado com falhamentos de amplo rejeito.

Microscópicamente diferenciam-se muito de um xisto de origem sedimentar. Nota-se, aqui e ali, lenticulas formadas por material granítico quebrado e pirita néo-formada.

A grande parte da rocha se compõe, porém, de sericita e clorita, estiradas em zonas alongadas microcristalinas.

O tipo mais comum de cataclasito é, no entanto, o ultra-milonito.

Aqui, todo o material se acha inteira e intensamente triturado. É formado por material pulverulento compacto exibindo ao

ao microscópio uma associação, por vezes íntima, de duas estruturas: xistosa e granulosa, que se alternam na direção normal ao plano de "shearing". Nas zonas xistosas, que dão a aparência fluxional à rocha, predomina, naturalmente, o material micáceo; no caso, a sericita. Nas zonas granulosas, o quartzo e feldspatos principalmente. Os pequenos fragmentos cristalinos, em geral apresentam dimensões entre 3 e 15_u, o que atesta a grande intensidade de processo cataclástico. Não obstante, encontra-se em pequena proporção alguns fragmentos não completamente triturados, com dimensões um tanto maiores. Aliás, é difícil precisar na zona milonitizada tipos padrões das diversas rochas consideradas, já que as texturas variam em áreas pequenas.

A néo-mineralização se evidencia nestas rochas pela introdução de finos veios de quartzo associado algumas vezes à pirita idiomórfica cúbica.

Estes filetes, acompanham, geralmente, a direção fluxional ou de xistosidade da -

da rocha, independendo, por vezes, entretanto, daquele fator, cruzando em diagonal ou em linhas sinuosas a orientação da rocha. (4) - Também a calcita secundária é abundante em veios ou dispersa na massa da rocha, sempre em grãos mais ou menos arredondados.

Em uma lâmina notamos um veio de calcita com a forma descrita, bem como a ausência de clivagem e a inexistência de geminações polissintéticas características. Parece, portanto, que o desgaste de seus contornos se deve, no caso, antes a uma re-solução incipiente do que, propriamente, a efeitos de atrito. A precipitação de calcita efetuou-se em época posterior aos últimos movimentos responsáveis pela milonitização.

Um interessante tipo de rocha mixta e que poderia ser descrita em apêndice a este capítulo é a que se observa nas mesmas condições geológicas das anteriores, mostrando, no entanto, macroscópica e microscópicamente, certas particularidades. Sua cor é cinzenta com aspecto de sillex, com o qual se confunde até pela translucidez de bordas ou lascas -

lascas finas. Muito compacta, separa-se, todavia, facilmente, segundo certas juntas regulares e mais ou menos constantes formando sólidos paralelepédicos retangulares.

O microscópio revela a existência de dois componentes ou partes principais, inteiramente discordantes em gênese, textura, composição mineralógica e paragênese mineral (fotos nºs 12 e 13). Um dos membros se apresenta sob a forma de fragmentos irregulares e o outro se constitui da massa que os envolve. É na realidade uma breccia de filão, porque o material intersticial deve ter-se precipitado de soluções. Os "seixos" ou fragmentos são de milonito, idênticos aos descritos anteriormente: porfiroclastos de tamanho variado e muito pó, cujas partículas esmigalhadas tomam a característica forma fluxional orientada. É evidente a origem granítica deste material uma vez que aqui se preservam embora triturados todos os minerais do granito original. Estes "seixos" são, pois, relíquias de um milonito anterior, quebrado antes ou durante a fase de in-

introdução da solução filoniana.

Já as porções envolventes apresentam - outro aspecto: são formadas principalmente por quartzo sob a forma de grãos por vezes alongados, de contorno irregular e ligados intimamente aos vizinhos por suturas. A rocha lembra um quartzito de recristalização. A tendência que se observa nesta parte filoniana é a equigranularidade. As ripas se orientam, de modo geral, segundo tres direções do espaço, (aproximadamente 90° entre si) que talvez coincidam com as direções - dos três planos do romboedro fundamental - do quartzo. Este tipo de orientação incipiente em quartzo de filão explica muito - bem as juntas quase ortogonais do material. As ripas de quartzo medem em média, entre 0,4 e 1mm de comprimento por 0,05 a 0,1mm de largura.

Em tamanhos muito menores e associada ao quartzo da parte filoniana, encontra-se sempre em tais rochas grãos elipsóidicos, - lenticulares ou globoides de calcita. Os - diâmetros maiores nunca passam de 30μ . Pa

Parece tratar-se, como nos casos anteriores, de arredondamento por corrosão química.

Afóra o quartzo (em grande proporção) e os graõzinhos de calcita, nenhum outro mineral se observa na parte filoniana.

NOMENCLATURA

Muita confusão tem surgido na aplicação de denominações a rochas cataclásticas. É rara a obra que defina com clareza os diferentes tipos de rochas. Tendo em vista este fim, guiamo-nos neste trabalho, pelas definições reproduzidas e comparadas por Waters e Campbell (39). Assim, ficam caracterizadas como milonitos as rochas metamórficas - cataclásticas, afaníticas, coerentes, com estrutura fluxional e que se formam por esfarrinhamento de material rochoso durante movimentos ao longo de falhas. Comumente alguns porfiroclastos de material incompletamente triturado, ficam incluídos na pasta afanítica (definição de Lapworth, 1885).

Se a rocha não apresentar estrutura fluxional e possuir os outros caracteres do milonito, passa a chamar-se: cataclasito -

(Grubenmann e Niggli).

Se tais rochas apresentarem o fenomeno da laminação devem designar-se por xisto milonítico (milonistschiefer - Quensel, 1916).

Finalmente o ultra-milonito (Staub, ... 1915 - Quensel, 1916), equivalente ao "purée parfaite" dos franceses, e em alguns trabalhos, sinonimo de "flinty crush-rock" e ... "pseudo-tachylito", - é uma rocha supertriturada em que todos os perfiroclastos desaparecem (ou se reduziram a dimensões mínimas) em que se não reconhece nenhum traço da estrutura original. A rocha toma a apparencia quartzítica, sillexítica ou felsítica.

FILÕES HIDROTERMAIS

Como já se disse, as falhas milonitizadas mostram a formação de certos minerais de origem posterior aos movimentos que falharam os blocos, uma vez que aqueles minerais não apresentam efeito cataclástico. - Tais são, por exemplo: calcita, apofilita, fluorita, epidoto, quartzo, pirita, calcopirita e galena.

Estas associações bastariam por si só - para diagnosticar o meio formador de tais - minerais: soluções hidrotermais ascendentes.

Confirma o caráter ascendente das soluções, o fato de se ter verificado deposição de minerais, preferencialmente na capa das zonas falhadas.

Em algumas secções polidas observamos - pirita em cristais idiomorfos com habitus cúbico no interior de cristais de calcopirita ou galena. Esta é posterior à calcopirita e substitue a última ao longo de fraturas e bordas dos cristais.

Assim, a ordem de deposição entre os minerais opacos é: pirita, calcopirita e galena.

Entre os transparentes o epidoto é nitidamente anterior à fluorita. Quartzo ou calcita lhe são posteriores.

A apofilita só foi encontrada em drusas (6), não se podendo notar as relações paragenéticas. A calcita, em alguns casos - parece ter sido corroída pelo quartzo, apresentando-se agora, como glóbulos.-

No entanto, para este carbonato, menos

menos regularmente depositado, não se deve -
excluir a hipótese de uma origem em parte -
descendente, tanto mais que as ocorrências -
estudadas não ficam longe dos contactos com
calcários, e estes, forçosamente recobriram
o granito naqueles lugares, como prova a o-
corrência de xenólitos de origem calcárea.

A atividade hidrotermal manifesta-se -
com clareza também nas encaixantes calcárias,
onde se observa a formação de numerosas len-
tes de quartzo enfumaçado associado raras -
vezes à galena. Além disso, a impregnação de
pirita é um fenómeno quase geral, observado
especialmente de zonas mais xistosas.

*

EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO
GRANODIORÍTICO

Não é nossa intenção discutir pormenorizadamente a origem primordial do magma granítico, assunto ainda muito controvertido e situado por ora, principalmente, no campo especulativo.

A maioria dos autores, mesmo os da chamada escola "transformista" (32), aceitam o fenómeno da formação de corpos graníticos em níveis relativamente altos por processos puramente intrusivos. Apenas quanto à origem de tais magmas persistem sérias - controvérsias, acreditando os autores que eles tenham migrado de zonas mais profundas onde se formaram secundariamente a custa de refusão de sedimentos em prismas geossinclinais profundos, por ação de magma primário-granítico (palingênese). Tais magmas assimgerados, ou soluções derivadas, podem invadir, nos níveis profundos, as rochas regionais, granitizando-as ou por injeções migmáticas (Sederholm) ou por metasomatose de embebição (Wegmann, Kranck, Backlund). Em ní-

níveis mais altos, mais afastados do teatro da palingênese, e sujeitos a condições menos rigorosas de PT, a tendência daqueles magmas é introduzir-se corporalmente formando câmaras circunscritas por limites mais ou menos bem definidos com as encaixantes não granitizadas. (51)

Os granitos tipo "Pirituba" da série São Roque, já foram estudados pormenorizadamente por D. Guimarães, O. Barbosa e Moraes Rego e Souza Santos. O primeiro autor (16^o 17), parece admitir granitização quase geral das rochas da série São Roque. As rochas metamórficas epizonais que ele verifica em Araçariguama, ter-se-iam formado por retrometamorfismo. Já O. Barbosa e Moraes Rego parecem aceitar processo oposto, solidificação de magma granítico em ambiente de condições físicas mais moderadas. Assim, de ver-se-ia antes à ação local do magma o desenvolvimento subordinado de rochas com características de meso e catazona.

Tenham provindo de zonas palingenéticas ou seja oriundo de diferenciações ácidas de magmas gábricos (52) que parece -

parece certo é que foi realmente magma o material que produziu as rochas graníticas - porfíroides de São Roque.

A ausência de estruturas palimpsés-ticas no "granito", ocorrência de estruturas fluidais e ordem de segregação mineral tí-pica ainda nos "granitos"; forte contraste li-tológico entre "granitos" e encaixantes, au-sência de granitização e feldspatização des-tas (a não ser em estreita faixa de contac-to) e algumas evidências tectônicas, consti-tuem fatos que concorrem para fortalecer o ponto de vista da origem magmática e intru-siva das rochas graníticas, formadas na re-gião estudada, em profundidades relativamen-te moderadas.

ASSIMILAÇÃO DE CALCÁNEOS

O magma granítico ao mesmo tempo - que agiu sobre as encaixantes, deve ter as-similado uma certa porção delas, contaminan-do-se e cristalizando uma rocha mais dife-renciada no sentido básico.

A primeira evidência é-nos forne -

fornecida pela composição mineralógica dos plutonitos de São Roque. Nesta região, salvo o caso de zonas cloritizadas, qualquer outra amostra de toda a extensão examinada, mostra o elemento cafémico; hornblenda, - observando-se em todas elas grande quantidade de plagioclásios (33 a 46%), que no mínimo, iguala o volume de feldspato potássico (17 a 33%). Mesmo entre os acessórios, vamos encontrar quantidades relativamente grandes (\pm 2.5%) de minerais cálcicos (titanita, apatita, epidoto primário). Deve-se notar que, (ainda excluindo o caso de amostras cloritizadas) os plagioclásios são normalmente oligoclásios com tendência básica, tendo sido observados An₁₆, An₁₈, An₂₅ e An₂₈ em afloramentos diferentes.

Seria de interesse para a solução do problema, um estudo comparativo circunscrito dos granitos que afloram na Cantareira e em São Roque. Infelizmente Moraes-Rego (29) não pôde precisar as quantidades de plagioclásio existentes nas rochas estudadas. Nesse sentido, assinala que a sua

sua proporção é apreciável, tendo apenas de terminado o caráter ácido destes plagioclásios; oligoclásios An_{10} a An_{16} .

O quadro exposto, mesmo sem a ajuda da análise química demonstra a natureza realmente granítica e ácida do granito "Pirituba" em Cantareira, contrastando com adamelitos e granodioritos mais cálcicos de S. Roque, onde o teor em CaO sobe a 3.3% em Mairinque e, provavelmente, a mais de 4% no granodiorito da Estrada São Roque-Una (a julgar pela quantidade e basicidade dos plagioclásios (46% de An_{28}) e quantidade de Hornblenda (6,5%).

Cabe aqui uma importante verificação: os granitos na Serra da Cantareira estão encaixados, segundo Moraes Rego, em rochas metamórficas de caráter argiloso (sericitaxistos, filitos, etc.) ao passo que em S. Roque a encaixante é calcarea.

Em Apiaí, O. Barbosa (2) descreve o mesmo tipo de granito com plagioclásio An_{15} como principal elemento da rocha, também aqui estando presente a hornblenda como

como um dos fêmicos e estando a rocha quase sempre encaixada em calcáreos. Aliás, o mesmo autor atribue à contaminação por calcáreo, a formação de uma mancha mais básica - diorítica.

Parece, pois, que não é improvável a hipótese de assimilação de calcáreos para explicar diferenciações como a de São Roque.

Uma segunda linha de evidências dá-nos os xenólitos, que demonstramos provir dos calcáreos. O estudo destas ocorrências assegura-nos uma idéia clara do processo seguido durante a assimilação. Já nos contactos podemos verificar o início do processo. Aqui, o carbonato da encaixante tende a se dissociar formando silicatos calco-magnesianos por efeito da adição de sílica (de origem pelo menos em parte, magnética). O equilíbrio físico é atingido com a transformação completa do calcáreo ^{a esse tempo} xenolítico em agregado silicático, no qual a fase alcali-cálcica é formada por oligoclásio e a calco-magnesiânica por piroxênio diopsídico. O equilíbrio químico, entretanto, não será atingi

atingido, se a temperatura e composição do magma não for a ideal para a cristalização de piroxênios calco-magnesianos. O diagrama clássico das séries de reação de Bowen (5) explica perfeitamente esse aspecto da questão.

Com a queda da temperatura, segundo aquele autor, ao ser atingida a fase de segregação dos anfibólios, os piroxênios não mais se encontram em equilíbrio com o magma. A tendência é para os piroxênios reagirem com o líquido magmático e se substituírem pela fase seguinte da série, mais estável sob as novas condições.

Assim se explica a corôa de reação hornblêndica em torno dos xenolitos diopsídicos. Esta operação se realizou no caso estudado com contribuição magmática de ferro em um ambiente fluidificado por titânio (Titanita), fósforo e halóides (apatita).

Shand (34) classifica um tal processo de reação e precipitação como verdadeira "assimilação", preferindo empregar o termo "incorporação" para os processos pu-

puramente mecânicos de adição de xenocristais, e "dissolução" para os casos de fusão ou solubilização de material estranho, com desaparecimento da fase sólida. Para os processos substitutivos da assimilação não é necessário que o magma seja superaquecido, desde que, conforme demonstra Bowen, a mesma quantidade de calor despreendida por uma fase que dissolve é tomada pela que se consolida em substituição.

É admissível pensar que a orla hornblândica vai penetrando a inclusão por transformação periférica do piroxenito xenolítico em hornblendito (13).

Os cristais formados na periferia da orla anfibólica dos xenolitos piroxênicos descritos acima, vão sendo, gradualmente, despregados e misturados ao magma envolvente segundo Williamson (38), por força dos movimentos de correntes. Diminuída a espessura da coroa que imuniza o xenolito da ação do magma, este pode agir novamente e assim a orla caminha em direção ao núcleo do xenolito, tendendo este a desapare-

desaparecer, o granito, ao redor, a se enriquecer de hornblenda, e seus plagioclásios, mais numerosos, a se tornarem mais cálcicos passando a rocha a granodiorito, ou, quartzo diorito hornblêndico.

Para explicar este fato, parecem-nos oportunas as considerações tecidas por Daly (7) a propósito do princípio a que denominou "Magmatic Stoping". Este autor observa que a maioria das rochas sólidas podem afundar em um magma granítico em razão das diferenças de densidades. Baseado em Douglas, Day, Sosman e Hostester, Daly construiu uma tabela pela qual se verifica que a 1.100 graus (pressão atmosférica) o vidro granítico possui densidades entre 2.27 e 2.44, ao passo que calcários àquela mesma temperatura e pressão apresentam os valores 2.51 e 2.66. Com a pressão de profundidade os valores aumentam, mas a relação deve continuar a mesma. A diferença de densidades deve ser ainda maior se a natureza dos xenólitos já for calcossilicática ao tempo da imersão no magma. Assim, devem

dévem eles afundar com uma certa velocidade, que será tanto maior quanto menor for a viscosidade do meio e maior o volume do xenolito.

É de se supor, portanto, que no caso em estudo a maioria dos blocos desprezados da encaixante tenham afundado rapidamente, a despeito de correntes convencionais que porventura atuassem a esse tempo. Um ou outro pequeno bloco, naturalmente, pode ficar retido. Foi justamente ao lado de uma dessas ocorrências (fig. 2) que se verificou a formação de um microgranodiorito - mais básico que o restante da rocha, dada a maior riqueza de plagioclásios mais cálcicos (An_{25}) e fêmicos, principalmente hornblenda. Esta pequena ocorrência parece explicar um processo que deve ter-se efetuado em maior escala a maiores profundidades.

Salvo esta diferenciação local e, ainda, os cataclastos granodioríticos de bordo que parecem apresentar também maior riqueza de plagioclásio, o restante do maci

maciço, desde a estrada São Roque- Ibiuna até a E.F. Mairinque-Santos, não mostra grandes e bruscas variações texturais e mineralógicas.

A homogeneização final da rocha - talvez possa ser explicada pela presença - de correntes magmáticas convencionais, pelo longo período de resfriamento e, finalmente, pela fluidês do magma enriquecido de CO_2 . A extrema abundância de aplitos, pegmatitos e veios hidrotermais, cortando o batolito na região estudada, parece provar a alta fluidês do magma residual nos estágios finais de consolidação. J.P. Iddings- (22), entre outras autoridades, acentua - que a ação de contacto entre magma e calcáreos ou outras rochas carbonáticas, liberta grandes volumes de CO_2 , que, em parte - pode incorporar-se ao líquido magmático.

FASE PEGMATÍTICA E PNEUMATOLÍTICA

Do que foi exposto nos capítulos - anteriores, deduz-se que nos estágios finais de consolidação do batolito, subiram magmas diferenciados ácidos, que preencheram fra-

fraturas do próprio maciço, desenvolvidas - principalmente nas proximidades do contacto.

Formaram-se pegmatitos quando o magma era rico de água, e aplitos quando aquele - volátil faltou por qualquer motivo.

Pelo que se expõe às páginas 47 e 48, é crível que as rochas apliticas e pegmatíticas do interior do batolito sejam singenéticas e sintectônicas.

Embora se observe uma certa sequência - de intrusões, elas não devem ter ocorrido entre grandes lapsos de tempo.

As primeiras subidas de magma aplitico e pegmatítico se fizeram por fraturas facéis e aproximadamente verticais.

As últimas injeções apliticas, ligeiramente mais ácidas e carregando maiores quantidades de bóro, se insinuaram preferencialmente por juntas inclinadas, tendo o bóro algumas vezes escapado para formar turmalina - poikilítica nos diques de aplito róseo já - consolidado.

FASE DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Em muitas amostras das rochas adamelíticas e granodioríticas estudadas, verifica-se um processo a que poderíamos denominar "alteração por agentes hidrotermais".

Este fenômeno alcança sua máxima intensidade em certos trechos da rocha trabalhada na pedreira da E.F. Sorocabana. Macroscopicamente, a rocha se torna esverdeada, e em lâminas observa-se a transformação total dos minerais fêmicos em clorita e epidoto. Ao mesmo tempo desenvolve-se pirita e quartzo, e os plagioclásios, intensamente alterados, se tornam bastante mais ácidos do que normalmente. Podem chegar a An_5 a 10%, quando nesta mesma pedreira, amostras não afetadas apresentam plagioclásios $An_{16\%}$ (pg 44). A rocha com alteração deve perder alguns cations de seus minerais, principalmente cálcio, e ganhar sílica e sulfetos (35).

Por outro lado, é nesta pedreira que os processos de falhamento e milonitiza

milonitização alcançam grande intensidade, notando-se, constantemente, deposição de -
minerais tipicamente hidrotermais ao longo
de tais fraturas. Alguns deles, como o -
quartzo, calcita, fluorita, epidoto e apo-
filita, podem, vez ou outra, formar peque-
nas drusas não afetadas por dinamometamor-
fismo.

Tudo leva a crêr que existe uma -
relação entre os processos de alteração do
adamelito com os de deposição em fendas de
falhas. Os agentes causadores de tais fenô-
menos seriam soluções aquosas quentes, car-
regando sílica, e possivelmente CO₂ "res-
urgente" (7). A origem profunda de tais
materiais parece demonstrada pela forma de
deposição e pelo quadro paragenético.

A milonitização só se pode ter e-
fetuada quando a rocha já se achava complé-
tamente consolidada em um nível crostal -
certamente não muito profundo. Portanto -
vários períodos, provavelmente, decorreram
até que a rocha colocada pela erosão na epi-
zona veio a sofrer cataclase.

Não podemos considerar o tipo de alteração descrita como um fenômeno deuterítico, pelo menos no sentido em que Sederholm usa o termo, uma vez que não se trata de um processo efetuado durante os últimos estágios de consolidação ou em direta continuação.

No entanto, a formação de mirmekita, (observada mesmo em amostras não cloríticas), estudada por Moraes Rego e O. Barbosa no mesmo tipo de granito, pode, certamente, ser atribuída a uma fase realmente deuterítica.

Em resumo, na região de São Roque, a evolução petrológica do magma granítico, parece ter seguido a seguinte linha:

A) - Fase magmática:

- 1) - Intrusão
- 2) - Assimilação de calcários
- 3) - Consolidação com formação de adamelito e granodiorito

B) - Fase pegmatítica e pneumatolítica:

Intrusão de pegmatito, aplitos róseos e aplitos roxos turmaliníferos

C)-Fase deuterítica: com formação de mirmekitas

D)-Cataclase: falhamento e milonitização

E)-Fase hidrotermal: alteração da rocha e deposição de minerais hidrotermais em fendas.

METAMORFISMO

A) GENERALIDADES

Os calcáreos metamórficos, acham-se, como já dissemos, em contacto com o "granito" intrusivo ao longo de um degrão morfológico que atravessa as cidades de São Roque e Maringue sempre em direção NE-E. Impuro em quartzo e outros minerais, como revela o produto residual do intemperismo, o calcáreo apresenta ainda certos teores de magnésia que o tornam sensível à ação do metamorfismo de calor. No entanto, afóra uma certa abundância de lentes e diques pegmatíticos nas proximidades da massa intrusiva pouca coisa mais existe que nos pudesse levar a acreditar, durante o reconhecimento geológico, numa ação metamórfica local mais eficiente. Algumas ocorrências, entretanto, no contacto imediato com a massa intrusiva, a poucos metros ou palmos desta, demonstram a efetividade do processo metamórfico de contacto. Aflora nestes logares uma rocha extremamente compacta e dura, assemelhando-se nestas propriedades a um quartzito cozido -

cozido ou silicificado. Como se deduzirá do estudo petrográfico, trata-se de "hornfels" calco-silicáticos (18). Em três locais foi possível provar a existência desta rocha de contacto; um a algumas centenas de metros a leste da estação de Mairinque, outro, exatamente na estação de São Roque, formando o paredão do corte em que se construiu a plataforma, e o terceiro na linha Mairinque-Santos. Sómente nesses tres locais ~~em condi~~
~~ções~~ encontram-se afloramentos favoráveis, de modo a evidenciar uma rocha modificada profundamente por metamorfismo local.

Observou-se muitos outros contactos igneo-calcáreos, mas em nenhum caso se formou uma rocha como a mencionada. A rocha ígnea destes casos é pegmatítica e o calcáreo metamórfico enxaixante não mostra aparentemente sinais de modificação. Pensamos que tal fato se deva simplesmente á ausência de maior potencial térmico das intrusivas, pois aqui são elas sempre representadas por diques, ao passo que as tres ocorrências de "hornfels" se acham ligadas ou contíguas a

a volumosos corpos graníticos. A zona de --
"hornfels" não passa de algumas palmos ou
metros em espessura, como se pode observar-
em casos favoráveis, e provavelmente não -
formará faixa contínua e regular.

Tanto do lado sul como do lado norte -
da faixa calcárea, mostram as rochas os mes-
mos sintomas de metamorfismo. O melhor afloramento é o da pedreira de calcáreo Santa -
Marina, á altura do km 66 da estrada de ro-
dagem São Roque-Mairinque. Aqui, a rocha é
geralmente bastante heterogênea, apresenta-
do-se em vários tons de cinza. A granulação
é variável, mas quase sempre dentro dos li-
mites de 0,2 a 0,5mm.

Por efeito de sua localização muito --
proxima do "granito" intrusivo, observa-se um
fenômeno que se pode verificar ao longo de
toda a zona de contacto, isto é, os calcá-
reos metamórficos se apresentam injetados -
em certa escala por diques pegmatíticos e
quartzos em lentes alongadas. Existe ainda -
variação quanto á natureza dos minerais for-
madores do calcáreo. A quase totalidade da

da rocha é formada por calcita, silicatos - calco-magnesianos, e quartzo em proporções-variáveis conforme o leito.

Zonas esverdeadas de granulação fina e compacta são ricas em diopsideo. A tremolita é na rocha um dos minerais que individualmente podem atingir maiores dimensões - (centimétrica), e acumula-se por vezes em determinadas zonas, caracterizando-se imediatamente pelos agregados prismáticos. Ainda há outras zonas mais ricas em antigorita, talco ou quartzo. É necessário lembrar que todas essas bandas se alinham em faixas ou camadas paralelas que devem corresponder a planos de estratificação original, planos - esses que, ^{estão} ~~provavelmente, estariam~~ hoje em posição quase vertical.

Toda essa flagrante variação não esconde, todavia, muitos leitões, em geral mais - escuros, de granulação fina. Estes leitões - possuem quartzo ainda não substituído por minerais silicáticos, o que indica um estágio de metamorfismo menos avançado.

São dessa pedreira as análises aprese

apresentadas no quadro abaixo:-

| | <u>1</u> | <u>2</u> | <u>3</u> |
|--------------------------------|-------------|--------------|-------------|
| Perda ao fogo | 19.5 | 29.3 | 32.22 |
| SiO ₂ | 32.4 | ±19.0 | 15.46 |
| Al ₂ O ₃ | } 6.1 | ± 1.0 | 1.63 |
| Fe ₂ O ₃ | | 0.4 | ---- |
| FeO | ---- | ----- | 1.01 |
| CaO | 26.9 | ±40.0 | 46.04 |
| MgO | <u>15.0</u> | <u>±10.0</u> | <u>3.91</u> |
| | 99.9 | 99.7 | 100.32 |

A comparação das 3 análises dá-nos uma idéia da grande variação com respeito às proporções de silicatos ou sílica livre em relação a carbonatos. As análises não representam, no entanto, os casos extremos, porque é possível encontrar-se amostras com mais de 80% de carbonatos, como também é possível em outros leitos a existência de mais de 80% de silicatos associados ou não a quartzo.

Embora seja prematuro adiantar com segurança uma conclusão extraída de número tão pequeno de amostras, parece-nos lícito supor que as zonas mais silicáticas são também mais altamente magnesianas, observação essa

essa ratificada por exame microscópico.

Afastada por inadmissível a hipótese de introdução post-metamorfismo de magnésio extranho à rocha, resta admitir a existência de leitões essencialmente dolomíticos nas camadas ora ocupadas por rocha silicática, hipótese esta de acordo com a observação, muitas vezes confirmada, da grande reatividade de carbonato de magnésio com a sílica sob condições de metamorfismo.

Persistiria apenas a dúvida sobre a origem da sílica nestes leitões. Sobre este fato nos deteremos mais adiante.

B) PETROGRAFIA

1) Calcáreo

a) Camadas carbonáticas

O exame de 4 lâminas de calcário, de calcáreo fino e pouco alterado metamorficamente (camadas mais carbonáticas), na pedreira Santa Marina, revela os seguintes caracteres:

1º) Presença em todas as lâminas de: tremolita e diopsídeo. Podem ser encontrados em quantidades subordinadas: antigorita, tal-

talco e grãos muito raros de feldspato alcalino, provavelmente albita. Os dois primeiros parecem provir de alteração (hidrotermal) - de outros minerais magnesianos. Muscovita e clorita não foram identificados, mas podem ter passado ^{de} despercebidos, ou por efeito de suas diminutas proporções ou por causa da pequena quantidade porventura presente ou ainda devido a fácil confusão com talco e antigorita.

2º) Aham-se presentes, também, grãos de quartzo muitas vezes em contiguidade com os minerais silicáticos. Apresenta-se nestes casos sempre em grãos esparsos, não existindo qualquer sinal característico de introdução post-sedimentar (cordões, vênulas, associações, etc). Deve ter, portanto, origem detritica, embora a recristalização posterior e por vezes cataclase, tenham apagado os vestígios morfológicos originais.

3º) Como mineral opaco, assinala-se a presença, nesses leitos de pirita em quantidades subordinadas. Mais abundante em zonas cataclásticas.

4º) A massa principal da rocha é formada por calcita equi-granular, às vezes denotando submissão ~~anterior~~ a enérgicos esforços.

5º) As proporções médias dos minerais, nas 4 lamínas em consideração, não apresentam grande variabilidade, e são as seguintes:

| Mineral | % em peso |
|-------------------|------------|
| Calcita | 80,5% |
| Quartzo | 6,5% |
| Silicatos ca-mag. | 13,0% |
| Pirita | <u>tr.</u> |
| | 100.0% |

A análise química hipotética correspondente a esta análise modal revelaria, aproximadamente, os seguintes valores:

| | |
|------------------|-------|
| CO ₂ | 36,0% |
| SiO ₂ | 13,5% |
| CaO | 47,5% |
| MgO | 3,0% |

Como vemos, os calculos assim obtidos, correspondem em bastante aproximação aos dados da análise química 3 (pag. 103), obtida em outra amostra que conteria certamente pro

proporções ligeiramente maiores de silicatos.

Além dos teores em magnésio, o calcáreo pré-metamórfico deveria também apresentar impurezas argilosas em quantidades pequenas e variáveis como mostram as análises químicas. - Mas além de quantidades muito pequenas de feldspato (traços) não se observou nenhum outro mineral aluminoso nesses leitos.

O único mineral responsável pelos teores em ferro é a pirita.

A grafita também existe espalhada em poeira finíssima nos calcários finos e é provavelmente a responsável pelo tom cinza da rocha. -

Leitos silicáticos: - Nestas camadas predomina a tremolita, mas o diopsídeo não é raro. Muito frequente também é a antigorita e talco em listas, correspondendo provavelmente a planos movimentados dinamicamente. Pouca calcita, ou se ela existe em maiores quantidades é nas proximidades dos leitos carbonáticos. Mas em geral os leitos silicáticos passam bruscamente para os carbonáticos. É frequente, por outro lado, a associação neg

nestes leitos, de quartzo hidrotermal e turmalina magnesiana.

Rochas de contacto imediato - Hornfels

Nas tres ocorrências citadas de "hornfels", os carbonatos cedem lugar decisivamente aos silicatos, com especialidade da tremolita e diopsídeo. Apesar disso, existem algumas camadas ainda formadas por calcita e outras altamente ricas de quartzo. O maior volume, - porem, em tais rochas é sempre fornecido pelos silicatos, que tornam a rocha bem mais dura e compacta. Como regra geral, podemos dizer que nos "hornfels", a tendência é sempre para alta silicatação e dcarbonatação.

Além daqueles silicatos, é importante mencionar aqui, os feldspatos (oligoclásio e microclínio) que aparecem pela primeira vez de maneira característica (fig. 11).-

É difícil uma avaliação dos minerais mais abundantes porque nos "hornfels", mais do que nos calcários comuns, a variação mineralógica e textural de leito para leito é extraordinária; e essa variação, pode se suceder em poucos milímetros de secção transversal

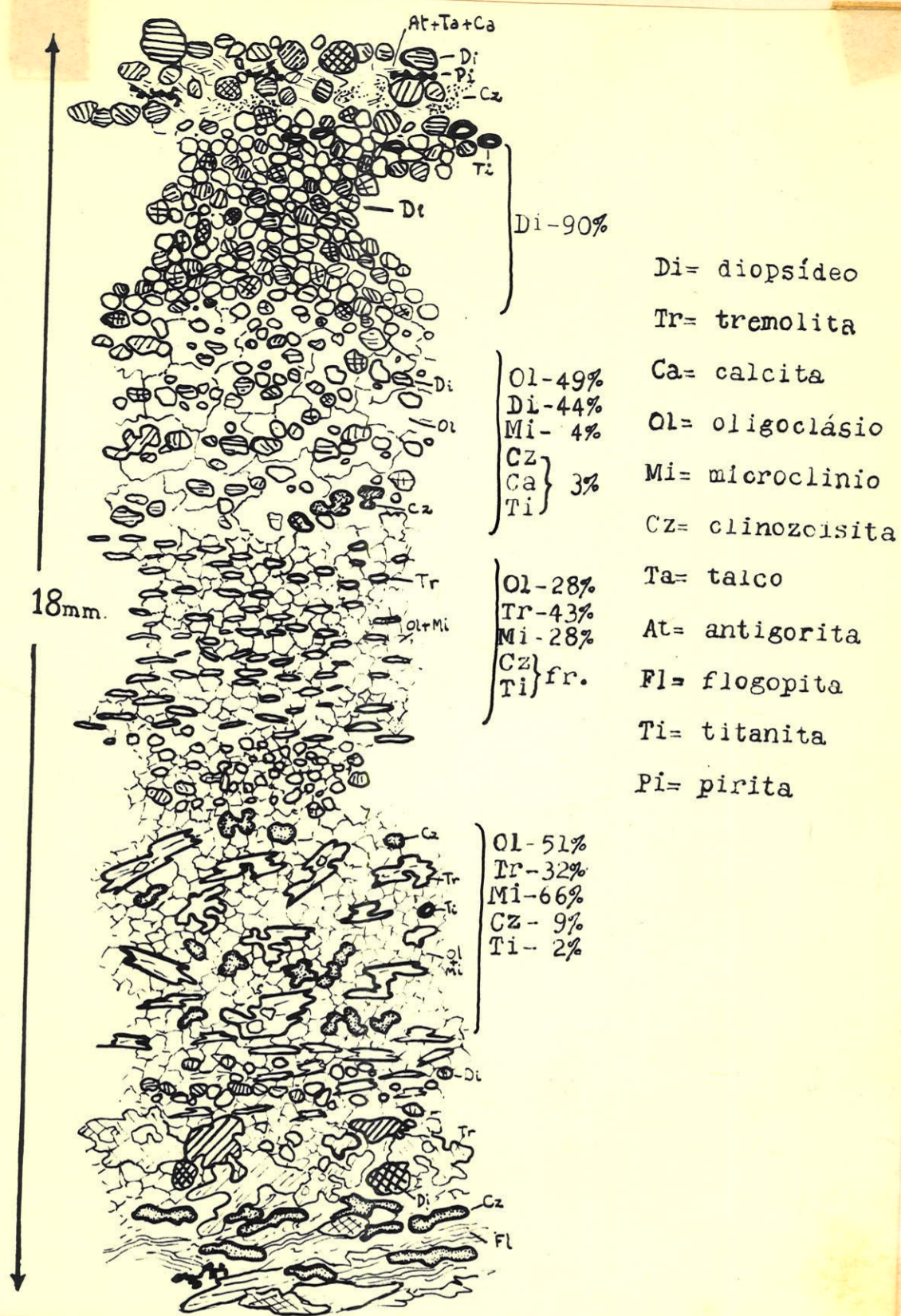


Fig 11
 Desenho esquemático de lâmina
 de "hornfels".

Outros silicatos (a maior parte aluminos) podem também aparecer em maior ou menor quantidade. Tal é o caso da flogopita, da -

da clinozoisita e da titanita.

A granulação destas rocha é, geralmente ainda bastante fina ($0,1\text{mm}$), existindo, não obstante, leitos de granulação mais grosseira.

As texturas variam. Predominam as granulares xenoblásticas, podendo também associar-se as texturas porfiroblásticas e poikiloblásticas. Também a xistosa, nas camadas ricas em minerais alongados ou micáceos.

A tremolita se apresenta nestas rochas ora em pequena acículas perfeitamente orientadas, ora em cristais maiores, alongados e também mais ou menos orientados, ou ainda em fenoblastos poikilíticos.

Embora mais característica para a tremolita, também o diopsídeo e por vezes a clinozoisita podem mostrar esta configuração.

Dos feldspatos, foram diagnosticados oligoclásio (Ab_{85}) e microclínio. Esta última, em um ^{ou} outro grão, mostra geminação característica ou vestígios dela. É quase sempre limpa. O oligoclásio nunca se apresenta -

apresenta com as traves de geminação polissintética. A extinção é homogênea e diferencia-se da microclínio, pela alteração mais avançada e por seus índices de refração maiores.

Ambos os feldspatos formam texturas equigranulares xenoblásticas, de grãos em geral a contorno simples. Todavia, encontramos uma camada em que o digoclásio forma grãos maiores de contorno irregular em textura suturada.

As associações minerais encontradas nos "hornfels" formam um dos aspectos mais incongruentes da rocha. Os leitos de espessura milimétrica (poucas vezes centimétrica) podem ser essencialmente monominerais, mas em geral contêm até 4 ou 5 minerais em diferentes combinações. Foram diagnosticados as seguintes associações:

Calcita
 Diopsídeo
 Flogopita-calcita
 Diopsídeo-albita
 Tremolita-albita-microclínio
 Diopsídeo-albita-microclínio
 Tremolita-albita-^{clino}zoisita
 Diopsídeo-tremolita-albita
 Diopsídeo-tremolita-flogopita-^{clino}zoisita
 Epidoto-flogopita-calcita-tremolita-dio

diopsídeo.

Titanita e pirita dispersas em pequenas quantidades em certos leitos

Como minerais de alteração: talco, antigorita e mineral não identificado.

Materiais de origem ígnea ou mixta nas encostas calcáreas.

1) Diques de pegmatito, aplito e granito

Os pegmatitos intrusivos nos calcáreos são tão mais frequentes quanto maior seja a proximidade do contacto "granito"-calcáreo. - Não pudemos notar o mais leve sinal de reação entre pegmatito e calcáreo, muito embora sejam raríssimos os afloramentos frescos. Nem os calcáreos se mostram mais metamorfozados, nem o pegmatito mostra indícios de endomorfismo (um processo muitas vezes descrito na literatura especializada). Nos pegmatitos, os minerais observados foram: microclínio e quartzo. Não se diagnosticou plagioclásio. O feldspato é branco e nisso difere da microclínio encontrada no "granito" batolítico.

batolítico e nos pegmatitos que o cortam. - Nos diques intrusivos no calcáreo a textura em geral é orientada e cataclástica. A atitude na maioria dos casos é concordante com o bandeamento do calcáreo, portanto NE-E. - Esta atitude é exatamente contrária a que se observa nos pegmatitos cortando "granito." A orientação da gneissificação é aproximadamente horizontal.

Foi registrada a ocorrência de um dique aplítico turmalinífero, cataclástico e semi-decomposto no alto do morro dos Marmeleiros, cortando calcáreo decomposto. Este dique, - também concordante (NE-E), apresenta também notável orientação de seus componentes minerais com especialidade da turmalina em ~~linse~~ alinhamento horizontal.

Ainda intrusivo nos calcáreos, concordante e altamente cataclástico, foi observado na pedreira Santa Marina um dique de - granito escuro e de granulação fina. É do mesmo tipo da rocha encontrada nas bordas - do batolito em ligação com duas ocorrências de "hornfels" descritas em outro capítulo.

capítulo. Esta rocha, ~~que~~ parece ter influido em certo grau sobre o calcáreo encaixante.

2) Quartzo lenticular

Os calcáreos da zona próxima à intrusão "granítica" são caracterizados pela ocorrência frequente de buchos lenticulares de quartzo escuro, sem ligação entre si. Não se trata, pois, de veios, embora sua gênese possa ser explicada de modo análogo pois trata-se de deposição sob condições hidrotermais. Em quase todos os casos, o quartzo, além da cor cinza escuro até quase preta, apresenta impurezas alinhadas paralelamente ao bandeamento do calcáreo circunvizinho.

A galena foi encontrada em um único caso, associada ao quartzo.

3) Dravita e Flogopita

A ação do boro, cloro, fluor e outros voláteis sobre as encaixantes, não foi diagnosticada senão em casos esparsos. Nestes, se inclui a ocorrência de uma variedade de turmalina parda. Trata-se de um termo próxi

próximo da dravita na série dravita-uvita -
 (40) e como tal, uma turmalina calco-
 magnésiana. Para melhor esclarecimento da
 natureza de um mineral ainda não mencionado
 no País, encontrado em leitos tremolíticos-
 do calcáreo da pedreira Santa Marina, damos
 abaixo os seus principais caracteres óticos:

$$N_{\omega} = 1,637 \pm 0,002$$

$$N_{\epsilon} = 1,616 \pm 0,002$$

$$N_{\omega} - N_{\epsilon} = 0,021$$

Bicroísmo: Absorção em $\omega > \epsilon$: fraca.

Grãos de 0,30 μ de espessura (ϵ -incolor
 (ω -amarelo muito claro

Não foi observada, a não ser nestas ra-
 ras ocorrências, qualquer vestígio de intro-
 dução de boro nas encaixantes. Poucas deze-
 nas de quilômetros a oeste, na Fazenda Ma-
 ria Paula, região da serra de S. Francisco,
 Knecht encontrou calcáreos axinitizados com
 intensidade (24). O granito que aí se en-
 contra, é do mesmo tipo do de São Roque.-

A introdução de fluor só pôde ser iden-
 tificada nos leitos flogopíticos dos "horn-
 fels", portanto, também em quantidades su-
 bordinadas; mesmo assim, seria necessária -

necessária uma análise do material, pois se sabe que a flogopita pode apresentar-se quase isenta de fluor.

4) Pirita

A pirita é existente em pequenas quantidades nos "hornfels" e calcários compactos, sendo mais comum a ocorrência nos leitos cataclásticos e semi cristificados. A origem deste mineral é problemática, mas cremos que não deve ser afastada a hipótese de introdução de um de seus elementos formativos.

5) Tremolita e feldspatos

Os feldspatos em grande parte e tremolita em parte, podem ser considerados como formados com contribuição de origem magmática. Já ficaram descritos atrás e a explicação de sua gênese será feita adiante.

C) MECANISMO DOS PROCESSOS METAMÓRFICOS

Os calcários da região de São Roque parecem ter-se submetido a 2 diferentes tipos de metamorfismo, na seguinte sequência:

a) Metamorfismo dinamo-termal ou re-

regional - Efetuado em época pré-intrusiva. Amplamente evidenciado na rocha em consideração, pela recristalização, xistificação - de certas zonas, orientação incipiente da calcita, formação de parte dos silicatos (- principalmente do tipo "stress"), dobramento e empinamento das camadas. Ainda se pode provar pela associação em escala regional - dos calcários com os quartzitos, filitos, - anfibolito-xistos, etc., presentes na região.

b) Metamorfismo de contacto ou local - Processado nas imediações do magma sincrônico com a intrusão daquele. Procuraremos mostrar que não houve no caso estudado um metamorfismo propriamente termal "a seco", - mas uma ação predominantemente hidrotermal - ou metasomática e em parte pneumatolítica, - com fixação de certos agentes fluidos introduzidos, por parte da rocha hospedeira. Houve formação de certos novos minerais e conservação ou recristalização de outros já formados durante o previo metamorfismo re-

regional.-

I) Metamorfismo dinamo-termal dos calcáreos

O calcáreo é encontrado na região estudada, associado a filitos e quartzitos do mesmo pacote originalmente sedimentar. As rochas argilosas constituem aqui a melhor chave para o diagnóstico do metamorfismo dinamotermal, uma vez que os calcáreos impuros, pela espontaneidade e grande alcance das reações, e os quartzitos, pela inexpreg-sividade ou inexistência delas, não mostram de modo claro as chamadas zonas ou facies, - tão bem estudadas por Grubemann (15), Eskola (10), Tilley (36), Barrow (3) e outros.

As rochas de origem argilosa na região apresentam-se como filitos e comendo-se mineralógicamente de quartzo, clorita e sericita, predominando esta. As micas são orientadas e o quartzo se reúne em leite finos ou cordões.

O quadro mineralógico e textural coloca tais rochas dentro da "zona da clorita" de Tilley, portanto num grau de metamorfis-

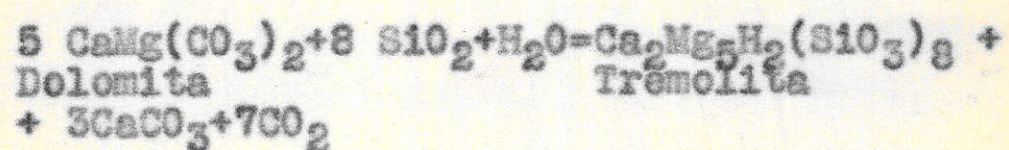
metamorfismo regional relativamente baixo.-

A sudoeste de Mairinque, nas imediações da represa do Rio Sorocaba, as rochas apresentam um grau de metamorfismo um pouco mais intenso. Não existem calcários, mas não são raras as ocorrências de anfibolitos e quartzitos. Dominam, no entanto, os filitos que são aqui mais escuros, bastante compactos e mostram frequentemente grande numero máculas (knotenschiefer (—)). Perto ocorre grande intrusão de granito porfiroide podendo, pois, imaginar-se um metamorfismo puramente termal para explicar a modificação do filito. Tal modificação não se produziu entretanto na região estudada pelo autor, onde esta rocha se encontra também bastante próxima do granito, embora dele separado pela lente calcárea. Na falta de dados esclarecedores persiste a hipótese de que tenha sido atingida uma zona metamórfica mais elevada ao sul do município de São Roque, tanto mais que já em Canguera afloram gneisses.-

Segundo tudo indica, a marcha do metamorfismo dinamotermal no calcáreo, seguiu a ordem reconhecida por muitos autores.

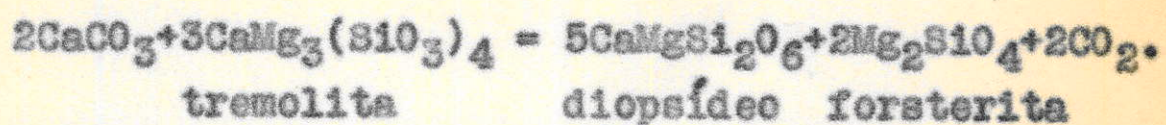
Primeiramente a rocha se dedolomitizou já nos primeiros estágios de metamorfismo.- Em razão do relativamente baixo grau de dissociação da dolomita, esta se desmembrou e foi utilizada na sua parte magnesiânica, na construção da tremolita, havendo ao mesmo tempo recristalização de calcita e saída de

de CO_2 , facilmente realizada sob as condições "stress" e presença de soluções circulantes. Naturalmente houve necessidade de -
 boa quantidade de sílica que no antigo se-
 dimento havia em proporções mais que sufi-
 cientes, sob forma de quartzo. Certo teor
 de água ainda é tomado na reação,

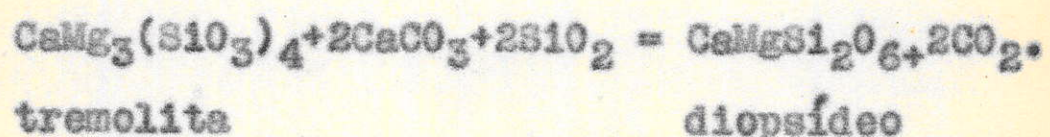


O processo metamórfico que, segundo -
 Harker (18) se segue imediatamente após a
 formação de tremolita é o da substituição -
 desta por hornblenda verde. Não se observou
 em nenhuma lamina tal mineral, o que mostra
 que o calcáreo original era praticamente i-
 sento de ferro e, pelo menos, muito pobre -
 em alumina. Diz Harker: "If, however, the -
 original magnesian limestone contained none
 but siliceous impurity, tremolite persists,
 in crystals of increasing dimensions, far -
 into the garnet-zone (as determined in ar-
 gillaceous sediments), being then replaced
 by diopside and forsterite".

Seria esta a reação:



Chegamos, assim, ao estágio de formação do diopsídeo, mineral largamente encontrado nos calcários de toda a zona estudada. cremos, porém, que não se formou forsterita, a julgar pelas lamínas estudadas. A única explicação é ainda mais uma vez, a da existência de quartzo em abundância tomando parte na reação e impedindo a formação daquele mineral. Tal seria a reação:



Ora, calcários diopsídicos segundo Harker são característicos somente da zona da almandina, ou, segundo Eskola (//), do facies dos anfibolitos, portanto de regiões sujeitas a um metamorfismo mais intenso que o observado na região ora em estudo. Parece nos, por outro lado, que o conceito não deve ser tomado tão rigidamente. Pode haver ocorrência simultânea de tremolita e diopsídeo na mesma rocha metamorfizada dinamo-termalmente.

Conforme acentua Harker, quando os leitos são originalmente muito quartzosos, formada a rocha silicática tremolítica, o "shear-ring-stress" terá, sem dúvida, maior influência sobre a constituição mineralógica aqui do que em rocha com matriz calcítica. "Uma rocha assim formada pode se conservar tremolítica através de estágios bem mais avançados, devido ao melhor ajustamento ao fator "stress".

Se a recíproca for verdadeira, haverá maiores probabilidades de formação do mineral anti-"stress" diopsídeo em leitos mais carbonáticos, nos quais, o "stress" se abrande e se anula pelas facéis recristalizações.

A observação parece provar a hipótese. É mais encontrada o diopsídeo nas zonas mais calcíticas, ao passo que nos leitos total ou quase totalmente silicáticos, é mais abundante a tremolita.

O controle fornecido pela composição química inicial, naturalmente poderá agir modificando ou confirmando esta regra. No calcáreo impuro, mais do que em qualquer ou

outro tipo de rocha, sabemos que as reações são mais espontâneas, abrangem maiores extensões e os minerais com maior facilidade se estabilizam metamorficamente de acordo com a composição química original. Concluindo, pode-se afirmar que não é incompatível a existência de diopsídeo e tremolita de origem independentes na mesma rocha calcárea - num mesmo estágio de metamorfismo regional, e si isso se deu, é o diopsídeo e não a tremolita, o mineral em aparente desequilíbrio com o grau de metamorfismo atingido regionalmente.

Não negamos, porém, que o metamorfismo termal explicaria muito melhor, e sem necessidade de extrapolações, a origem do diopsídeo em tais rochas. Mas nestes casos a tremolita cede lugar ao diopsídeo com tanto maior facilidade quanto mais próxima se acha do contacto com a intrusiva. Dever-se-ia além disso observar pseudo-morfose, cores de reação, agregados mistos ou qualquer outro processo que patenteasse a transformação de um calcareo tremolítico para um to -

totalmente diopsídico. Nada disso se observou. Muito ao contrário, leitões tremolíticos vizinhos, mas independentes de outros diopsídicos, continuam presentes mesmo nos "hornfels" a poucos centímetros da volumosa intrusão granítica.

2) Metamerfismo de contacto

Não verificamos nos calcários submetidos à influência de magma próximo, uma prova clara de metamorfismo puramente termal. A formação de diopsídeo a custa de pre-existente tremolita e quartzo seria a reação - mais esperada neste tipo de metamorfismo. - Realmente, o calcário da região estudada é uma rocha tremolítica-diopsídica, mas, até confirmação posterior, baseada em estudos de calcários mais afastados dos contactos, preferimos deixar aberta a questão da origem - termal (contacto) ou dinamo-termal (regional) de diopsídeo.

O quadro dos sintomas observados, principalmente na fina faixa de "hornfels", apontam muito mais logicamente para um processo que poderíamos chamar de "metasomatig

"metasomatismo de contacto". A influência - do granito sobre a encaixante se teria dado antes por processos aditivos do que propriamente por recristalizações recombinaivas.

A difusão de substancias de origem magmática nos calcáreos é um fenómeno conhecido de longa data. Goldschmidt e alguns geólogos franceses, entre eles Lacroix, já reconheciam o fenómeno no século XIX (8).

Hatch e Rastall (19) e Du Toit (8) citam caso típico de metasomatose de mármore dolomítico puro por intrusão granítica - com formação de diversos tipos de auréolas silicáticas. Outros tipos de adição silicatante magmática são constantemente descritos, nos skarnitos e outras rochas associadas a depósitos minerais. Atualmente os geólogos que se dedicam à geologia econômica - têm continuamente provado o fenomeno (9, 26).

Na região ora em estudo, a primeira e clara idéia que poderíamos formar sobre adição silicatante no calcáreo estaria na comparação de análise de diversas mostras de afloramentos localizados a distâncias -

distancias sucessivamente maiores da intrusão. Em mapa esquemático, são estas as localizações:

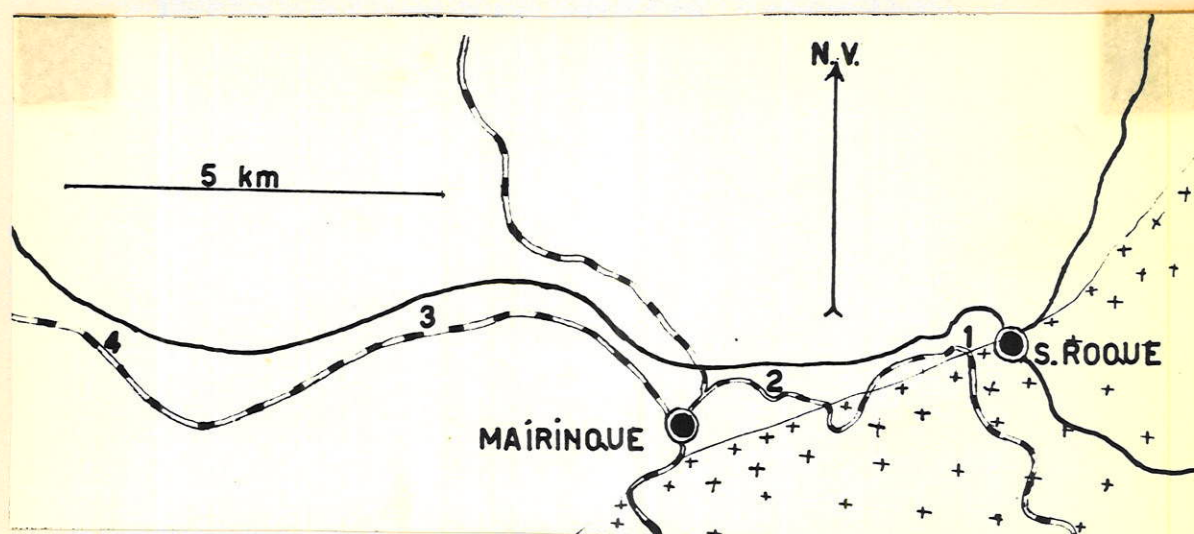


Fig. 12

1 - Km 63,5 da E.F.S.

3 - Olaria km 74,2 estr. rod.

2 - Pedreira Sta Marina

4 - Pedreira. Alumínio

Estas, as análises correspondentes:

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|------|------|------|------|
| Perda ao fogo | 13.0 | 29.3 | 38.2 | 39.0 |
| Res. insolúvel | 62.5 | 31.8 | 13.1 | 11.1 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.9 | 0.4 | 1.0 | 1.0 |
| Al ₂ O ₃ | 2.9 | 0.8 | 0.2 | 0.4 |
| CaO | 15.7 | 35.4 | 45.4 | 45.0 |
| MgO | 4.3 | 2.3 | 2.4 | 3.7 |

N.- A análise nº 1 não é representativa de um afloramento, mas representa um dos muitos leitos silicáticos extremamente-comuns neste local.

O aumento no teor de resíduo insolúvel dá bem uma idéia do equivalente aumento de

de SiO_2 , eis que o resíduo insolúvel é sempre constituído de silicatos e por vezes quartzo. Ainda deve ser bem maior este teor, nos "hornfels", não sendo inadmissível esperar teores entre 80 e quase 100%. Lidando, porém somente com as análises em mão, teríamos uma substituição por silicatos, de pelo menos 50% dos carbonatos da rocha 4 até a da amostra 1, correspondendo a um aumento de teor de sílica em pelo menos 25%.

Creemos ser bastante significativos tais dados, tanto mais que no campo, pode-se, comparando os afloramentos 4, 3 e 2, observar nitidamente o aumento da frequência de minerais e leitos silicáticos.

A extrema intensificação de tal processo originaria junto aos bordos do granito - o "hornfels" calco-silicático.

Metasomatose nos contactos imediatos.

O exame microscópico das amostras de 3 "hornfels" estudados evidenciou a insegurança do resultado de análises químicas que porventura se fizesse. A natureza dos silicatos e suas proporções nos "hornfels" são imprevisíveis e mudam provavelmente de leito

leito para leito. De modo que para fins de documentação do metasomatismo são mais viáveis as conclusões a se tirar de exame microscópico.

Observariamos, em primeiro lugar, a -- riqueza de minerais magnesianos em quase -- todos os leitos dos "hornfels". Poucas são as bandas que não apresentam pelo menos um mineral magnesiânico formando no mínimo 30 a 40% do volume do leito. Estes minerais são na maior parte: tremolita, diopsídeo, talco, flogopita e antigorita, com teores MgO entre 18 e 40%. Essas porcentagens dariam para a análise total da rocha teores em MgO de pelo menos 7 a 16%, teores estes mais - altos que os observados nas pedreiras de O-lária e Alumínio e superiores mesmo a muitos leitos da pedreira Santa Marina.

De modo geral podemos dizer que o teor de MgO nos "hornfels" aumenta com relação - ao dos calcários afastados da intrusão. Não cremos, todavia, que tenha havido uma adição de magnésio por parte do magma. É muito mais admissível que os minerais magnesia

magnesianos sejam reliquiares e se tenham -
concentrado por efeito da dissolução e eli-
minação de boa parte da matriz carbonática
ao nível dos contactos. Essa destruição te-
ria sido levada a efeito por soluções aquo-
sas quentes carregando sílica e outros óxi-
dos importantes. A substituição do carbona-
to por outros minerais, principalmente fel-
dspatos, não teria sido proporcional. Forma-
ram-se novos silicatos em proporção volumé-
tricamente menor. Se é verdadeira esta hipó-
tese, quando a rocha passa de calcáreo a
"hornfels" seus leitos tornam-se mais estre-
tos e bem definidos, fato este, que também
foi observado.

Se não houve adição de magnésia, o mes-
mo não se pode dizer quanto a adição de ...
 Al_2O_3 . Já foi descrita a ocorrência de
feldspatos nos "hornfels". Diagnosticados -
unicamente nessas rochas, sua abundancia a-
qui é muito variavel. Existem leitos, forma-
dos com mais de 50% de feldspatos, enquanto
em outros estes não são identificados. A -
sua abundancia média não permite super me-

metamorfismo puramente termal progressivo.- O calcáreo vizinho menos metamorizado não apresenta qualquer sinal de incorporação de alumina em silicatos de grão metamórfico intermediário entre feldspatos e argila, v.g. micas.

O aparecimento súbito e até certo ponto volumoso dos feldspatos nos "hornfels", - sem termos metamórficos transicionais, leva nos a supor a introdução além da sílica já citada, de mais: Al, K e ou Na nas vizinhanças imediatadas do "granito", com formação - consequente de silicatos aluminosos.

Se para os feldspatos e parte do quartzo devemos admitir uma origem inteiramente-magnética, o mesmo não podemos fazer em relação à clinozoisita, epidoto comum e flogopita, encontrados também nos "hornfels". - Para esses, devemos admitir uma origem mista. Para a formação de flogopita, por exemplo, Harker cita reação entre dolomita e feldspato potássico.

Concluindo diríamos que parece provada a difusão pela zona agora "hornfelsica" de

de soluções residuais magmáticas de composição química aproximadamente pegmatítica, - que, embebendo os calcários nos contactos, - os metasomatizou em certa intensidade. Existem grandes diferenças com a formação de um verdadeiro pegmatito. Não são soluções que depositaram minerais em fissuras ou zonas abertas, mas atravessaram o calcário já metamórfico regionalmente, dissolveram em parte o esqueleto carbonático, precipitaram diretamente os feldspatos e parte do quartzo existente, ao mesmo tempo que forneciam alumina e álcalis para a formação de minerais de origem mista.

Parece-nos que além da dissolução dos carbonatos tais soluções iniciaram em certos leitos a corrosão de silicatos pré-existent, como tremolita e mesmo diopsídeos, tornados instáveis no novo ambiente a eles imposto. Achemos ser esta a melhor explicação para a ocorrência de formas muito arredondadas dos grãos de diopsídeo e o aspecto poikilítico e por vezes bacilar de tremolitas de certos outros leitos.

Metasomatose nos calcários.

Já se citou a ocorrência na pedreira - Santa Marina, de faixas extensas, inteira ou quase inteiramente calco-silicáticas. Admitimos para elas uma origem dinamothermal por metamorfismo efetuado em zonas originalmente mais quartzozas. No entanto cabem aqui - duas observações:

1ª) Estas camadas são mais frequentes nas zonas próximas à intrusão, o que se pode verificar ao longo das estradas de ferro e de rodagem. Esse mesmo fato se reflete - ainda na análise 2 do calcareo da pedreira - Santa Marina.

2ª) São estas faixas os únicos locais onde podemos encontrar dravita.

Não negando origem em grande parte dinamothermal para estas faixas quer-nos parecer que houve um processo silicatante post intrusivo que acabou por acentuar definitivamente o caráter altamente silicático destas camadas.

As mesmas soluções que produziram a zona dos "hornfels" são aqui mais uma vez

vez responsáveis pela formação de rochas silicáticas. O processo silicatante dos calcareos é no entanto muito abrandado. Não se formam, por exemplo, minerais aluminosos, -sódicos e potássicos.

Acreditamos que aqueles elementos foram inteiramente gastos nos "hornfels", de modo que ao sair desta zona as soluções quasi inteiramente aquo-silícicas apenas continham alguns volateis mineralisadores. Assim se explica a formação nessas zonas de tremolita (mineral hidroxílico), em preferencia ao diopsídeo. Assim se explica a ocorrência de turmalina (mineral bórico hidroxílico), -unicamente nesses leitões.

Talves possam ser responsabilizadas -- essas mesmas soluções pela alteração de minerais magnesianos, depositando aqui e acolá talco, antigorita e quartzo enfumaçado.

Não podemos explicar com segurança a preferencia que segundo essa hipótese as soluções mostram pelas camadas originalmente já silicáticas. Mas é certo que sendo tais camadas mais silicáticas devem também ser

ser mais permeáveis. Damos a seguir, em esquema, uma tentativa de visualização dos diversos processos metasomáticos litogenéticos em S. Roque.

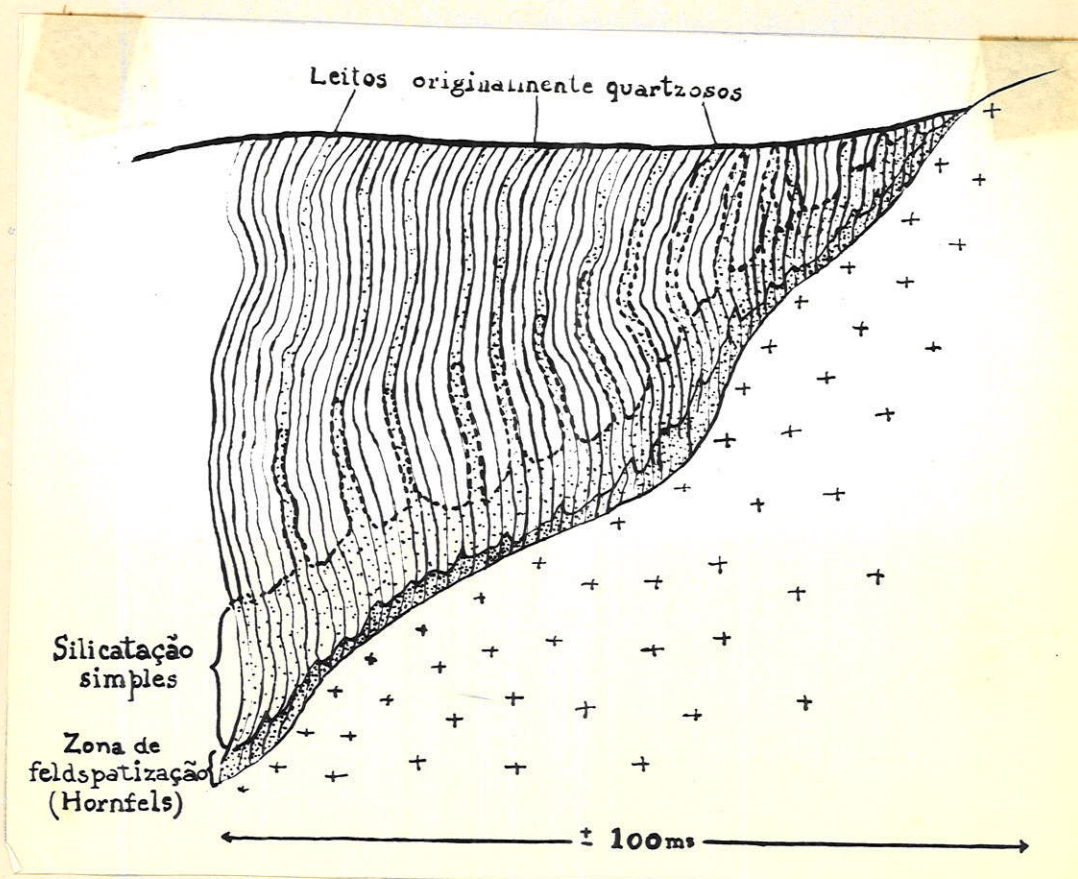


Fig 13

3) Ambiente físico de formação de "hornfels"

Não foi verificado nos "hornfels" a ocorrência geral de minerais anti-"stress". Em nenhuma camada se observou idocrásio, grossulária, wolastonita, etc. Mesmo o dio-

diopsídeo, um representante anti-"stress" - dos silicatos calco-magnesianos, de nenhum modo substitue a tremolita, a qual, no entanto, é mais típica de rocha submetida a "stress". Estes dois minerais podem ser encontrados em abundância nos diversos leitões da rocha, mostrando nítida independência de formação. Ainda mais: afóra os feldspatos, os outros alumino-silicatos encontrados, como a clinozoisita e flogopita, são reconhecidos mais como minerais "stress". É nítida a tendência (ressalvados os feldspatos) para a iso-orientação dos minerais no "hornfel", especialmente quando ocorre a tremolita, zoisita, flogopita e talco. Mesmo o diopsídeo, habitualmente granular, apresenta a tendência de iso-orientar a zona prismática. Em uma ocorrência de "hornfel" (Mairinque-Linha tronco) ^(EFS.) foi possível reconhecer a orientação linear da tremolita de diversos. É ela paralela ao acamamento e ^{de} mergulho praticamente inexistente. Em bloco esquemático poderíamos representar da seguinte maneira as diversas camadas do "hornfels"

"hornfels" no contacto:

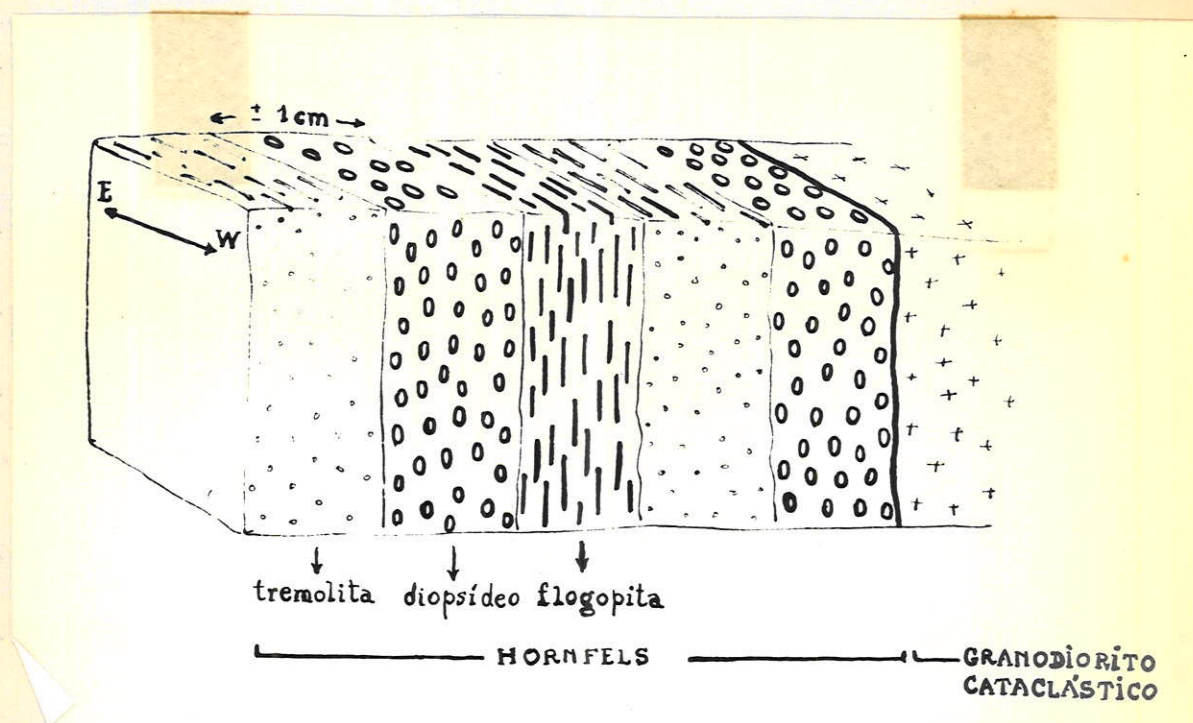


Fig. 14

Tais aspectos do "hornfels", não são devidos a processos cataclásticos efetuados posteriormente à formação dos "hornfels". Microscopicamente, e não ser em certas separações de leitos, não se observa a mínima deformação ou quebramento mecânico de minerais, - muito embora o granito vizinho esteja transformando em milonito.

Excluída a cataclase como causa de iso-orientação mineralógica, resta admitir a hi

hipótese da existencia de pressões dirigidas durante o tempo de formação do "hornfels", um fenómeno em aparente desacordo com as leis - estabelecidas para metamorfismos de contacto. Se, porem, admitirmos que a intrusão não se deu em níveis tão profundos de modo a excluir a possibilidade de existência de "stress", e se supuzermos um dobramento local causado pela intrusão, com eixo de dobras paralelo ao contacto, cremos que se explica a boa iscoorientação dos minerais hornfelsicos.

A orientação da tremolita coincide com a orientação dos eixos de dobras que se poderiam supor formadas pela ascensão de um magma vizinho. Tais dobras se observam em pequena escala na zona da variante para a pedreira E.F.S.- Esquematizando:

CONCLUSÕES

GEOLOGIA GERAL DA REGIÃO

A região estudada faz parte da chamada série S. Roque, formada por rochas metamórficas - originalmente sedimentares, de idade pré-cambriana. Ocupam grandes áreas de afloramentos na região os chamados "granitos Pirituba", intrusivos nas rochas regionais, de idade considerada ~~também~~ pré-devoniana, e posteriores as primeiras.

TECTÔNICA

1) A rocha "granítica" mostra estruturas planares fluidais devidas a movimentos fluxionais ascendentes durante o tempo em que o estado físico do magma era ainda plástico ou semi-plástico. Suas atitudes demonstram contactos discordantes entre batolito e encaixantes.

Os planos fluxionais parecem formar dobras suaves. Seus eixos coincidem aproximadamente com o eixo horizontal do batolito, e, localmente, com as linhas de contacto ^{"granítico"} ~~granodiorítico~~-calcáreo (NE).

2) Faltam evidências macroscópicas de estrutura linear nas intrusivas.

3) O preenchimento aplítico e pegmatítico no batolito, se deu somente ao longo de juntas 70° NE, e mergulhos vertical ou norte; ao passo que nas encaixantes se fez segundo as direções de acamamento da rocha.

4) Existe no batolito, outros planos de possíveis juntas marginais falhadas. O falhamento parece ter-se efetuado em época muito posterior à consolidação do magma, e talvez seja devida a um dinamismo regional relativamente recente. As rochas encaixantes também mostram efeitos cataclásticos relacionáveis às mesmas causas.

5) Os característicos tectônicos da região parecem mostrar uma intrusão discordante do magma. Este, ao introduzir-se, teria deformado um tanto as encaixantes.

6) Nos estágios finais da formação de sua câmara, o magma teria emitido numerosas apófises e diques que separaram blocos de encaixante pelo processo de "piecemeal stoping".

PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS

1) Os plutonitos encontrados na região são típicos adamelitos e granodioritos, segundo

segundo a classificação de Johannsen.

2) A sequência de cristalização é a seguinte: magnetita, apatita, epidoto, titanita, hornblenda, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo.

3) Há casos de alteração metasomática hidrotermal das rochas plutônicas. As modificações mais importantes sofridas por estas são: - cloritização e epidotização dos fêmicos; descalcificação dos plagioclásios e enriquecimento de quartzo.

4) Em três setores estudados as rochas - mostram sensíveis variações nas proporções minerais e na basicidade dos plagioclásios.

5) São comuns nas bordas batolíticas, ao longo de falhas internas e em corpos intrusivos nas encaixantes, as texturas cataclásticas e miloníticas, causadas por dinamo-metamorfismo.

6) As diferenciações magnéticas do estágio pegmatítico incluem: pegmatito, aplito róseo e aplito roxo turmalinífero. Este último aparenta ser, em parte, posterior aos dois primeiros.

7) Há vários tipos de rochas milonitizadas no interior do batolito granítico. O tipo

tipo que apresenta efeitos mais intensos de cataclase é o chamado ultra-milonito, comum na parede da E.F. Sorocabana., formando pseudo-diques ao longo de falhas.

8) Observa-se deposição de minerais hidrotermais ao longo de falhas milonitizadas.

PETROGRAFIA DOS XENOLITOS

1) Em dois xenolitos encontrados nas bordas batolíticas, foi possível verificar sua origem calcárea.

2) Para a estabilização física e química de tais inclusões no interior do magma, houve necessidade de trocas de óxidos. Os xenolitos forneceram ao magma, parte de CaO, a totalidade de CO_2 e possivelmente algum MgO. O magma introduz no xenolito: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 e Na_2O . A rocha xenolítica se transforma em um agregado granular silicático, onde predomina um clinopiroxênio (diopsídeo) e oligoclásio.

2) Na borda xenolítica o diopsídeo passa a hornblenda, havendo na transformação, necessidade de FeO e Fe_2O_3 , que o magma fornece.

EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO MAGMA GRANÍTICO

1) Os característicos litológicos e as relações com as encaixantes, comprovam a origem

origem magmática do maciço estudado.

2) A composição mineralógica e química, e suas variações para os diferentes locais estudados, e ainda as evidências fornecidas pelos xenólitos, parecem tornar admissível alguma assimilação de encaixantes calcáreas.

3) Para explicar o processo de assimilação, admitir-se-ia a hipótese a que Daly denomina: "magmatic stoping".

4) Em épocas bastante afastadas do final da consolidação, depois de pelo menos dois processos cataclásticos, a rocha do maciço sofreu em alguns locais, uma alteração de natureza hidrotermal.

METAMORFISMO

1) o calcáreo, única rocha estudada petrologicamente, mostra os efeitos de dois tipos de metamorfismo: o dinamo-termal ou regional, e o de contacto.

2) O metamorfismo regional evidencia-se pela recristalização, formação de silicatos -- "stress", dobramento e empinamento das camadas.

3) Por suas relações com as rochas argilosas, igualmente metamorfozadas dinamo-termalmente

termalmente, o calcário deve ser colocado na "zona da clorita" de Tilley, portanto a um grau de metamorfismo relativamente baixo. No entanto observa-se a formação de diopsídio, mineral de grau de metamorfismo mais intenso, mas que acreditamos ser formado ainda durante o metamorfismo regional. Esse mineral estaria em desequilíbrio metamórfico com os minerais restantes da rocha. Julgamos encontrar explicação plausível para o fenómeno na composição química inicial dos leitos, ora diopsídicos, e na ausência de "stress" nestes mesmos leitos.

4) O metamorfismo de contacto se evidencia pela formação de zonas contíguas ao batolito, formadas por "hornfels" calco-silicáticos.

5) O processo metamórfico de contacto se efetuou antes por processos aditivos que por recristalizações recombinaivas, uma vez que os "hornfels" em tres afloramentos estudados apresentam razoaveis proporções de feldspatos. Fora do contacto não se observa nem aqueles minerais, nem outros que pudessem explicar sua origem.

6) A adição de substancias por parte do

do magma às encaixantes, ainda é sugerida por -
comparação de análises químicas de rochas situa-
das sucessivamente mais afastadas do contacto.

7) A adição de substancias deve ter-se
efetuado por intermédio de soluções residuais
magnéticas de composição química aproximademen-
te pegmática que embeberam e metasomatizaram
os calcários. Os efeitos se verificam com maior
intensidade nos "hornfels" de contacto, mas é
admissível que as soluções tenham ainda afetado
certos leitos originalmente mais quartzosos e
mais permeáveis, e um tanto mais afastados da
intrusão.

*

BIBLIOGRAFIA

- 1) Balk, R. - "Structural Behaviour of Igneous - Rocks". Mem. Geol. Soc. Am. nº5. 1937.
- 2) Barbosa, O. - "Geologia e Petrologia na região de Apiaí - Estado de São Paulo". Tese para o concurso da cadeira de Geologia, Petrogr. Miner. 1941
- 3) Barrow, G. - "On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands". Q. J. G. S. v. XLIX. pp 330-358
- 4) Bateman, J. D. - "An archean mylonite from north western Ontario". Am. J. Sci. v. 238. pp 742-750. 1940
- 5) Bowen, N. L. - "The evolution of the Igneous rocks". Princeton. 1928
- 6) Coutinho, J. M. V. - "Apofillita em São Roque". Min. Met. v. XII. nº69. pg 125.
- 7) Daly, R. A. - "Igneous Rocks and the Depth of the Earth". McGraw Hill. 1933.
- 8) Du Toit, A. L. - "The geology of the Marble Delta (Natal)". Q. J. G. S. v. LXXV. pp 119-137
- 9) Emons, W. H. - "Principles of Economic Geology" Mc Graw Hill. 1940.
- 10) Eskola, P. - "The mineral facies of rocks". Norsk. Geol. Tidsskrift. v. 6. pp 143-194.
- 11) Eskola, P. - "On contact phenomena between gneiss and limestone in Western Massachusetts". Jour. Geol. v. XXX. pp 265-294
- 12) Geikie, J. - "Structural and Field Geology". Oliver e Boyd. 1940
- 13) Goodspeed, G. E. - "Xenoliths at Cornucopia, @

- Oregon". AmJ. Sci. v. XX. pg. 145. 1930.
- 14) Grout, F.F. - "Petrography and Petrology". Mc Graw Hill. 1932.
 - 15) Grubemann, U. e Niggli, P. - "Die Gesteinsmetamorphose". Börntraeger. 1924.
 - 16) Guimarães, D. - "Contribuição à metalogênese do massiço brasileiro". S.F.P.M. bol. nº 16. 1937.
 - 17) Guimarães, D. - "Metalogênese nas formações arque-proterozoicas do Brasil". Inst. Tecn. Ind. Estado de Minas. 1947.
 - 18) Harker, A. - "Metamorphism". Methuen. 1932.
 - 19) Hatch, F.H. e Rastall, R.H. - "Dedolomitization in the marble of Port Shepstone". Q.J.G.S. v. LXVI. pp 507-522.
 - 20) Hills, E.S. - "Outlines of Structural Geology" Nord. Publ. 1941.
 - 21) Holmes, A. - "Petrographic Methods and Calculations". Thomas Murby. 1930.
 - 22) Iddings, J.P. - "The Problems of Volcanic Action". New Haven. 1914.
 - 23) Johannsen, A. - "A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks". Chicago. 1932.
 - 24) Knecht, T. - "As jazidas de volframita e cassiterita da serra de São Francisco, Sorocaba" Anais do II Congr. Pan-Am. de Eng. Minas e Geol. v. II pp 113-139
 - 25) Leonardos, O.H. e Oliveira, A.I. - "Geologia do Brasil". Rio de Janeiro. 1933.
 - 26) Lindgreen, W. - "Mineral Deposits". Mc Graw Hill 1933.
 - 27) Lino de Matos, D. - "Contribuição ao estudo da

- da vinha em S. Paulo". Bol. Paulista de Geogr. nº4. pp 27-47. 1950
- 28) Mayo, E.B. - "Deformation in the interval Mt. Lyell-Mt Whitney, California". Geol. Soc. Am. bol. 52. pp 1001-1084.
- 29) Moraes Rego, L.F. e Souza Santos T.D. - "Contribuição para o estudo dos granitos da serra da Cantareira". I.P.T. bol. nº18. 1938.
- 30) Nockolds, S.R. - "The contaminated tonalites of Loch Awe, Argill". Q.J.G.S.V. pg 302.
- 31) Raguin, E. - "Geologie du Granite". Masson. 1946
- 32) Read, H.H. - "Granites and Granites". Mem. Geol. Soc. Am. nº 28. pp 1-19.
- 33) Sanders, B. - "Petrofabrics and Orogenesis". Am. J. Sci. 5ª s. nº 28. pp 37-50.
- 34) Shand, S.J. - "Eruptive Rocks". Wiley. 1943.
- 35) Steidtmann, E. - "A graphic comparison of the alteration of rocks". Econ. Geol. v. III. pp 381-409.
- 36) Tilley, C.E. - "Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland". Q.J. G.S.V. LXXXI. pp 100-112.
- 37) Turner, F.J. - "Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks" Mem. Geol. Soc. Am. nº 30. 1948.
- 38) Williamson, W.O. - "The composite gneiss and contaminated granodiorite of Glen Shee". Q.J.G.S.V. 91. pp 382-422.
- 39) Waters, A.C. e Campbell, C.D. - "Mylonites from

from San Andrea fault zone". Am.J.
Sci. 5^a s. v. XXIX. pp 474-481.

40) Winchell, A.N.- "Elements of Optical Mineralogy". Wiley. 1937.

FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

Fotografias:

- nº 1- Vistado vale do ribeirão dos Marmeleiros (sentido oeste). À esquerda uma elevação granítica cuja base marca o contacto com a faixa calcárea ocupando toda a zona restante, inclusive a encosta do morro dos Marmeleiros, que se vê à direita.
- nº 2- Diques de pegmatito (p) caolinizado, concordante com o acamamento vertical do calcáreo metamórfico (c). Pedreira St. Marina.
- nº 3) Calcáreo metamórfico intensamente dobrado e plicado nas imediações do contacto com o batolito. Corte da E.F.Sorocabana a altura da bifurcação com a variante para a pedreira da mesma Companhia.
- nº 4- Trecho de um dique de aplito róseo com bordas pegmatíticas. Falhado por dois planos em que se observou intensa milonitização (m). Pedreira da E.F.Sorocabana.
- nº 5- Xenolito silicático de origem calcárea, envolto por adamelito. Nota-se a corôa hornblêndica de reação e uma auréola no adamelito, em que os feldspatos se tornaram mais claros. Pedr.E.F.Sorocabana.
- nº 6- Dique de aplito roxo com bordos de aplito róseo cortando um fino dique de aplito róseo. Pedreira da E.F.Sorocabana.

Fotomicrografias:

- nº 7- Corôa hornblêndica do xenolito da foto

- foto nº 5. Hornblenda poikilítica e inclusões de quartzo e oligoclásio. 35x. N. ||
- nº 8- Xenolito da foto nº 5. Formado principalmente por diopsídeo (mineral em relevo), quartzo e oligoclásio. 35x. N. ||.
- nº 9- Xisto milonítico. Lentes de material granítico incompletamente triturado, envolvidas por zonas micáceas onde se formou muita pirita secundária. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35x. N. ||.
- nº 10- Microbreccia de filão. Grãos de ultramilonito separados por massa de quartzo de veio. Pedr. E. F. Sorocabana. 35x. N. ||.
- nº 11- A anterior entre nicóis cruzados, deixando patente a diferença de granulação entre o ultra-milonito e o veio.
- nº 12- Microbreccia de filão, mostrando "seixos" de milonito quebrado. Pedreira da E. F. Sorocabana. 20x. N. ||.
- nº 13- Parte filoniana das microbreccias mostrando a forma alongada e o arranjo cruzado das ripas de quartzo. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35x. N. X.
- nº 14- Veio de epidoto mostrando grãos desprezados da rocha adamelítica encaixante e corroídos nas bordas. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35x. N. ||.
- nº 15- Granodiorito. Qz-quartzo. OX-oligoclásio-andesina. Bi-biotita. E-epidoto. E. F. Mairinque-Santos. 20x. N. ||.
- nº 16- Adamelito. Aspecto da borda de um fenocristal de microclínio. Mirmekita pene-

- penetrando o fenocristal e mostrando geminação polissintética. Pedreira da E.F. Sorocabana. 35x. Nicóis +.
- nº 17- Granodiorito. Qz-quartzo. OA-oligoclásio-andesina. Bi-biotita. H-hornblenda. Mi-microclínio. Estrada S. Roque-Ibiuna. 20x. N. H.
- nº 18- Aplito róseo. Nota-se a textura aplítica formada pelos grãos xenomórficos de quartzo (qz), oligoclásio (o) e microclínio (m). Pedr. E.F. Sorocabana. 20x. N.+.
- nº 19- Aplito roxo. Observa-se a disseminação de turmalina em bastonetes. Pedreira da E.F. Sorocabana. 20x. N. ||.
- nº 20- Aspecto tomado pelos minerais hidrotermais depositados na capa de um pseudodique de milonito. M-milonito. F-fluorita. E-epidoto. Pedr. E.F. Sorocab. 20x. N. ||.
- nº 21- Hornfels. Tremolitas (tr) alongadas e orientadas, aparentando corrosão. Clinzoisita (cz) em grãos de alto relêvo e oligoclásio (o) formando a massa restante. Pedr. E.F. Sorocabana. 20x. N. ||.
- nº 22- Um tipo de camada quartzosa em calcáreo metamórfico relativamente próximo de contactos. Calcita (c), quartzo (qz) e diopsídeo (di). Rua da cidade de São Roque. 35x. Nicóis ||.
- nº 23- Hornfels. Diopsídeo (di) em grãos mostrando clivagens regularmente orientadas em um meio formado exclusivamente por oligoclásio (o). E.F. Sorocabana. 35x. N. ||.



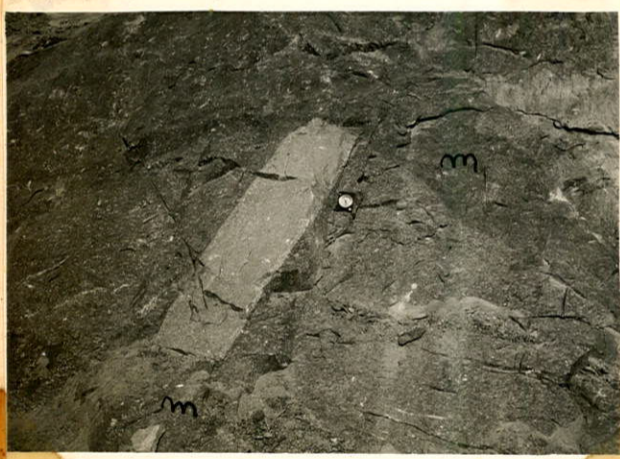
N° 1



N° 2



N° 3



N° 4



N° 5



N° 6



N° 7



N° 8



N° 9



N° 10



N° 11



N° 12



N° 13



N° 14



N° 15



N° 16



N° 17



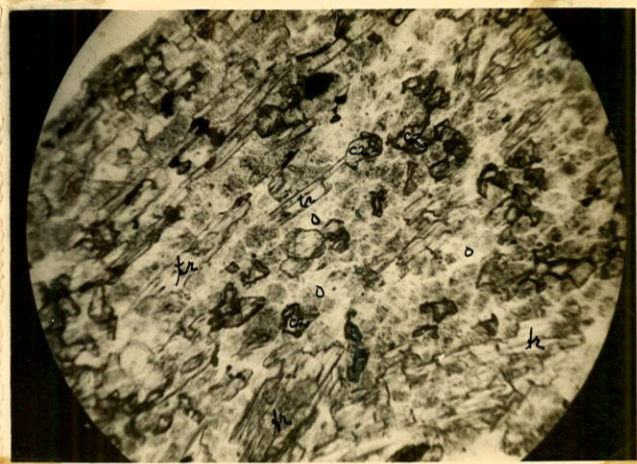
N° 18



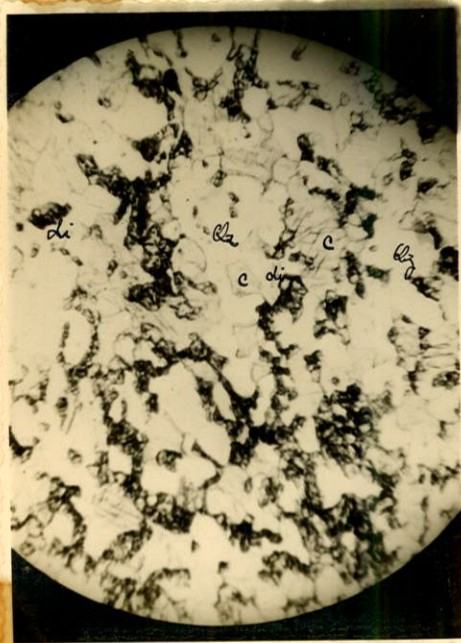
N° 19



N° 20



N° 21



N° 22



N° 23