

PETROLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO EM SÃO PAULO E ARREDORES *

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO
Departamento de Mineralogia e Petrologia
Instituto de Geociências, USP

ÍNDICE

SUMÁRIO	6
SUMMARY	9
INTRODUÇÃO	12
METODOLOGIA	13
Métodos de campo — Levantamento geológico	13
Métodos de laboratório	15
TRABALHOS ANTERIORES	17
SUMÁRIO DA GEOLOGIA REGIONAL	21
O GRUPO SÃO ROQUE	25
Caráter geral	25
Petrografia e Mineralogia	28
Rochas metassedimentares	28
Rochas granitóides	39
Metabasitos	41
Estruturas	47
COMPLEXO CRISTALINO	55
Caráter geral	55
Petrografia e Mineralogia	55
Rochas metassedimentares	55
Rochas plutônicas e granitóides	64
Gnaisses	65
Metabasitos	70
Estruturas	72
A FAIXA GNAISSICA INTERMEDIÁRIA	75

* Tese apresentada em 1968 ao concurso para provimento do cargo de professor catedrático da Cadeira de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

Distribuição geográfica	76
Petrografia e Mineralogia	76
Gnaisses do Embu	76
Gnaisses do Butantã	77
METAMORFISMO	85
Metamorfismo regional	85
Zona da biotita	86
Zona da almandina	86
Zona da estauroлита	87
Zona da sillimanita	87
Metamorfismo de contato	88
Porfiroblastos	89
Série facial	89
Origem dos corpos granitóides	90
Temperaturas metamórficas	94
BIBLIOGRAFIA	97

SUMÁRIO

1 — Foi levantada geològicamente uma área com 1960 km², abrangendo a cidade de São Paulo e arredores e compreendendo duas formações pré-cambrianas: o Grupo São Roque e o Complexo Cristalino, recobertos parcialmente por sedimentos neo-cenozóicos e recentes.

Grupo São Roque

2 — O Grupo São Roque, nos seus limites norte e sul, faz contatos tectônicos com o Complexo Cristalino. É correlacionável à formação Voturevava do Paraná. Constitui-se de metassedimentos de origem clástica, associados a anfibólitos e rochas granitóides intrusivas.

3 — Metaconglomerados compõem camada com 500 m de espessura, na direção NW, dobrada e mais espessada tectonicamente na região apical da dobra. Sua composição é constante, com forte predomínio de seixos graníticos sobre os de quartzito e outros. O arredondamento original ainda é reconhecível nos seixos, apesar das fortes deformações

sofridas localmente. A matriz é de natureza grauváquica.

4 — Meta-arenitos impuros (meta-arcózios e metagrauvaques) flanqueiam a camada conglomerática. Sua composição é variável sempre rica de quartzo e feldspatos. A textura é blastopsamítica.

5 — Meta-arenitos mais puros (quartzitos) estão expostos no morro do Jaraguá. A rocha é constituída de mais de 80% de quartzo recristalizado.

6 — Filitos se sucedem aos meta-arenitos na seqüência do Grupo. São rochas formadas por sericita, quartzo e por vezes, apreciável quantidade de turmalina e pouco feldspato detrítico.

7 — Mica xistos aparecem ao norte da área estudada como resultado de elevação de grau metamórfico de metassedimentos mais finos. Delimitam auréola ao redor do granito do Tico-Tico. Conservam feições dos sedimentos originais embora totalmente recristalizadas. Nas composições observadas predominam quartzo, muscovita, biotita e, em menores proporções, sillimanita, almandina es-

tauroлита, турмалина e outros minerais mais raros.

8 — São descritas algumas novas ocorrências de rochas calcossilicáticas. Sugere-se para elas uma gênese relacionada a reações metassomáticas.

9 — As rochas granitóides, intrusivas no Grupo São Roque, são adamellitos e granodioritos formando maciços e corpos menores circunscritos de secção horizontal aproximadamente lenticular. O único corpo estudado petrográficamente foi o do maciço de Itaquí, que mostra composição granodiorítica e textura ígnea hipidiomórfica. Acredita-se que os megacristais de microclínio são de cristalização ígnea tardia.

10 — Foram assinalados vários corpos anfibolíticos distribuídos em lentes e faixas no Grupo São Roque. A textura e composição destas rochas é característica para a ocorrência, com porfiroblastos poiquiloblásticos de anfibólio pálido ou verde deformados e esfiapados, envolvendo ripas ou agregados indistintos de plagioclásio de variável teor em An. Modificações texturais e mineralógicas observadas em algumas amostras são atribuídas à elevação da temperatura de recristalização metamórfica. A natureza química dos anfibólios, bem como a causa da variação de composição nos plagioclásios, ainda é incerta. As rochas têm origem primária ígnea toleítica.

11 — Epidositos e clorita xistos ocorrem com certa frequência dentro do grupo. Rochas ricas em albita, epidoto e/ou clorita estão sempre bem recristalizadas em associações de equilíbrio dentro da fácies xisto verde. Têm origem primária variada; retrometamorfismo de anfibolitos e metamorfismo de sills, diques básicos, tufos básicos ou grauvaques.

12 — O levantamento permitiu definir, para o grupo São Roque, na área estudada, uma estrutura sinclinal em dobra, do tipo similar e simétrico, com plano axial orientado próximo a norte-sul e eixo caindo para norte em valores variáveis. São analisadas feições estruturais locais e apontadas falhas de diversos tipos, especialmente as transcorrentes.

Complexo Cristalino

13 — O Complexo Cristalino, dominando ao sul do rio Tietê, é constituído de mica xistos, gnaisses, granitos injetados de pegmatitos. Subordinadamente, aparecem quartzitos e anfibolitos.

14 — Os mica xistos são rochas de granulação grossa, conservando frequentemente estruturas sedimentares reliquias, compostos essencialmente por quartzo, muscovita, biotita e, subordinadamente, sillimanita, granada, turmalina e outros minerais mais raros. Em estratos mais arenosos ocorre também plagioclásio albitico. A muscovita pode crescer em uma segunda geração porfiroblástica de cristalização tardi-tectônica. A biotita é, geralmente, do tipo pardo vermelha, mas mostra tôdas as gradações para caulinita em rochas semi-intemperizadas. Faixa NE-SW, na parte sul do mapa, apresenta níveis ricos de megacristais de sillimanita sericitizada e meta-concreções quartzosas. As granadas examinadas são de composição próxima à almandina. São descritas ligeiramente rochas classificadas como mica-quartzo xisto.

15 — Quartzitos ocorrem em camadas intercaladas nos mica xistos ou em meta-concreções. Aparecem como itacolunitos muito quartzosos e bem recristalizados, os primeiros e, como quartzitos calcossilicáticos de composição mineral complexa, as últimas. As meta-concreções seriam originalmente areias quartzosas cimentadas por carbonatos.

16 — Dentro do Complexo, observou-se um certo número de maciços de rochas granitóides, especialmente adamellitos muito parecidos com o "Granito Piratuba", sendo, entretanto, de caráter peraluminoso.

17 — Assinalaram-se numerosos corpos gnáissicos. Muitos deles são, possivelmente paragnais recristalizados após cataclase incipiente; outros, provavelmente, ortognais. Todos são portadores de microclínio, com vários graus de triclinicidade. O plagioclásio é oligoclásio ou andesina. A biotita é, normalmen-

te, pardo vermelha, salvo em ortognais-
ses meta-aluminosos (verde).

Considera-se o gnaïsse quartzo-diorí-
tico migmatítico de Lago Azul, São
Bernardo, como produto de granitização
de metassedimentos.

18 — Os metabasitos são representa-
dos por epidioritos e anfibolitos. Os pri-
meiros, reconhecidos em Penhinha (San-
to Amaro), exibem feições microscópi-
cas pré-metamórficas de rocha ígnea bá-
sica.

No Complexo, os anfibolitos, em sua
maioria, contrastam texturalmente com
as ocorrências do grupo São Roque. In-
dica-se para aqueles um grau metamór-
fico mais elevado.

19 — As rochas do Complexo exi-
bem padrões estruturais variados. Reco-
nhecem-se dobra anticlinal ampla na di-
reção NE-SW nas zonas de Taboão, Em-
bu e Valo Velho, dobramentos em pe-
quena escala entre Vila Andrade e Ta-
quaxiara, dobramento complexo acomoda-
do entre maciços graníticos ao sul, es-
trutura monoclinal a sudeste e sinclinal,
com núcleo gnáïssico, a este, em Itaque-
ra e Guaianazes. A última feição merece
considerações especiais por sua natureza
invulgar. Acredita-se que, em sua aba
norte, a dobra tenha sido transposta em
direções E-W pelo lineamento de Taxa-
quara. Sugere-se que o gnaïsse interno
tenha surgido por granitização parcial de
mica-quartzo xisto.

Faixa Gnáïssica Intermediária

20 — Os gnaïsses nesta zona mos-
tram-se fortemente afetados pelo falha-
mento transcorrente de Taxaquara e pa-
recem ocorrer em larga zona de cizalha-
mento linear E-W (lineamento), antes
que em uma linha definida de falha. Re-
conhecem-se os tipos denominados gnaïsse
de Embu, equigranular, provavelmente
antigo grauvaque milonitizado e recris-
talizado, e gnaïsse Butantã, freqüente-
mente porfiroclástico e exibindo, ao mi-
croscópio, feições miloníticas muito evi-
dentes. O último seria produto de meta-
morfismo cataclástico e recristalização

incipiente de massas heterogêneas, com-
postas essencialmente de granito Piritu-
ba e, subordinadamente, de metassedi-
mentos e anfibolitos.

Metamorfismo

21 — Os sedimentos sofreram meta-
morfismo regional progressivo que per-
mitiu a construção de mapa isográdico
Foram reconhecidas as zonas da clorita,
biotita, almandina, estauroлита e sillimani-
ta.

22 — Ao redor do granito do Tico-Ti-
co formou-se uma auréola de metamor-
fismo de contato, com desenvolvimento
de mica xistos de granulação grossa, con-
tendo almandina e sillimanita ou estau-
rolita.

23 — Observações em porfiroblastos
de muscovita indicam uma fase tardia
de metassomatismo potássico nos xistos
regionais. A estrutura dos megacristais
de muscovita e estauroлита demonstra
que a fase principal de metamorfismo
precedeu o aparecimento daqueles porfi-
roblastos, mas um período de deforma-
ção continuou ativo em determinadas
áreas.

24 — A série facial de São Paulo se
assemelha bastante à encontrada em
New Hampshire que, por sua vez, dife-
re do esquema Barroviano por operar
em pressões pouco menores. Não se re-
gistra também em New Hampshire a zo-
na da cianita.

25 — Os corpos graníticos adamellí-
ticos e granodioríticos de intrusões no
grupo São Roque e no Complexo (Mauá,
Três Lagos e Guaraci) resultariam de fu-
são parcial nas zonas profundas de geos-
sinclíneos, provindo deles parte do ca-
lor necessário às transformações meta-
mórficas regionais.

26 — As faixas gnáïssicas no Comple-
xo Cristalino poderiam duvidosamente
resultar de metamorfismo e metassoma-
tismo em camadas de composição espe-
cial.

27 — Baseando-se em cálculos petro-
químicos, sugere-se que o quartzo-diorí-
te migmatítico de Lago Azul tenha re-

sultado da transformação isovolumétrica de metassedimento de composição apropriada (comum nas imediações) com leves arranjos químicos equilibrados.

28 — Admite-se, com base em geo-

termometria de dois feldspatos, que a temperatura de metamorfismo regional no Complexo Cristalino situe-se entre 400 e 500°C, havendo possibilidade de que este represente, na realidade, as temperaturas de retrometamorfismo.

SUMMARY

1. An area of 1960 km² comprising the city of São Paulo and several neighbouring counties was geologically mapped. Two pre-cambrian units, the São Roque Group and the Crystalline Complex, partially covered by neo-cenozoic and/or recent sediments are represented in the map.

São Roque Group

2. The São Roque Group in both its northern and southern borders exhibits tectonic contacts with the Crystalline Complex. In every sense this group can be related to the Votuverava Formation of the Açungui Group in Paraná State. In the mapped area it is made up of metasediments of clastic origin, amphibolites and intrusive granites.

3. A 500 m thick metaconglomerate bed, with a NW trend, is intensely folded and tectonically thickened in the fold apical region. It shows a regular composition, with a large predominance of granitoid pebbles, cobbles and boulders over quartzites and others. The original pebble rounding is still recognizable despite locally strong deformation.

4. Impure meta-sandstones either arkosic or grauwackic, flank both sides of the conglomeratic bed. Their composition is quartzfeldspathic but otherwise variable. The texture is blastosammitic.

5. Pure meta-sandstones (quartzites), occur at the Jaraguá Peak. These rocks contain over 80% recrystallized quartz.

6. Phyllites follow the meta-sandstones in the sequence of the São Roque Group. They are quartz sericite rocks with occasionally appreciable amounts

of tourmaline and some detritic feldspar.

7. Micaschists, found in the northern part of the studied area, are interpreted as resulting from locally elevated metamorphic grade of finer grained metasediments. They belong to the contact aureole of the so called Tico Tico granite, which occurs just beyond the map limits. Stratification and some other sedimentary features are still preserved, although the rocks are now totally recrystallized. The mineral composition is quartz, muscovite, biotite, with minor sillimanite, almandine, staurolite, tourmaline and accessory minerals.

8. Some new occurrences of calcisilicate rocks are described. They are believed to be formed through metasomatic reactions.

9. The intrusive granitoid rocks in the São Roque Group are mainly adamellites and granodiorites. They make up batholiths and smaller bodies with elongated shapes. The Itaquí massif was the only rock of this kind petrographically studied. It is a granodiorite exhibiting typical hypidiomorphic igneous texture, with microcline megacrysts which are believed to belong to a late magmatic generation.

10. Several amphibolite beds and lenses intermingle with the metasediments of the São Roque Group. Texture and mineral composition are typical of rocks of such geological setting. Deformed poikiloblastic porphyroblasts of a pale amphibole with green ragged contour partially or completely enclose plagioclase laths and aggregates. Mineralogic and textural variations observed in some samples are ascribed to recrystallization temperature rise. Amphiboles and plagi-

clases are variable in composition but the causal factor for this anomaly remains uncertain. The rocks have a tholeiitic igneous origin.

11. Epidosites and chlorite schists are frequent in the São Roque Group. They are albite, epidote and/or chlorite rich rocks, well recrystallized and in equilibrium within the greenschist facies. They can be derived either from retrograded amphibolites or from basic sills, dikes, tuffs and graywackes.

12. The major structure of the São Roque Group in the mapped area is a symmetrical similar fold with its axis plunging north in a nearly north-south axial plane. Local structural features, including several kinds of faults, specially of the transcurrent type are analysed.

Crystalline Complex

13. This unit appears south of the Tietê River, and is composed of mica schists, gneisses and granites, all of them variably injected by pegmatites. Quartzites and amphibolites are subordinate.

14. Most mica schists are coarse grained and may show relict sedimentary structures. They are essentially composed of quartz, muscovite, biotite and subordinately of sillimanite, garnet, tourmaline and other minor minerals. Psammitic beds exhibit less mica, and some albitic plagioclase.

Muscovite grows in two generations, the second one as late tectonic porphyroblasts. In partially weathered rocks red brown biotite is seen turning to kaolinite through several steps of degradation. Sericitized sillimanite megacrysts and quartzose meta concretions are frequent in pelitic horizons of a broad NE-SW zone at the southern part of the map. Garnets examined by optical and X-ray means, are found to contain substantial amounts of the almandine molecule.

Some rocks here named mica-quartz schists are also described.

15. Quartzites occur interlayered with mica schists or as meta-concretions. The former are very quartzose and well

recrystallized itacolumites (with more than 90% quartz), whereas the latter are found to be calc-silicate quartzites of complex and variable mineral composition. In view of compositional evidences, these meta-concretions should be interpreted as original sands cemented by carbonates.

16. Within the Complex, a number of granitoid masses occur which resemble the so called "Pirituba" granite. They are however of a peraluminous character.

17. Many gneissic bodies outcrop in the area of the Crystalline Complex. Possibly, most of them are paragneisses which have undergone incipient cataclasis and recrystallization. Others could probably be orthogneisses. All of them exhibit microclines of variable triclinicity. Plagioclase is either oligoclase or andesine. Biotite appears in the usual brown variety, but in the less aluminous orthogneisses it is green. The unusual Lago Azul (São Bernardo) quartz-dioritic migmatite is considered to be a product of granitization of metasediments.

18. Metabasites are represented by epidiorites and amphibolites. In Penhina, Santo Amaro one epidiorite exhibits pre-metamorphic microscopic features typical of a basic igneous rock. When compared with the São Roque Group amphibolites, the amphibolites of the Complex show, as a rule, textural evidences that a higher metamorphic grade has been attained.

19. Several structural patterns are recognizable in the rock bodies of the Complex. Large anticlinal folds extend in the NE-SW direction in Taboão, Embu and Valo Velho zones. Small scale folding can be seen in Vila Andrade and Taquaxiara. In the southern zone of the mapped area, complex folding may be caused by squeezing between granitic bodies. The southeastern zone is characterized by a monoclinial structure, whereas to the east (Itaquera, Guaianazes), schists enveloping a linear gneissic kernel build a syncline. The latter feature deserves special consideration in

view of its peculiar nature. It is believed that the northern flank of the fold has been transposed by a latter E-W movement related to the so-called Taxaquara fault zone. It is suggested that the core gneiss developed by partial granitization of the country rocks (mica-quartz schists).

The Middle Gneissic Zone

20. In the area under study, the Taxaquara fault zone separates the São Roque Group from the Crystalline Complex. It developed a broad shear belt running E-W. Rock bodies from both formations were affected by the transcurrent shear movement, and special types such as the Embu and Butantã gneisses were generated. The equigranular Embu gneiss derives probably from a former graywacke unit, deformed and partially recrystallised. The Butantã gneiss is often porphyroclastic. Under the microscope its mylonitic features are frequently enhanced. It is believed that this rock is the product of cataclasis and incipient recrystallization of heterogeneous masses consisting of "Pirituba" granite, with smaller amounts of metasediments and amphibolite.

Metamorphism

21. The sediments have undergone regional progressive metamorphism. It was possible to draw an isogradic map where the chlorite, biotite, almandine, staurolite and sillimanite zones are shown.

22. A contact metamorphic aureole developed around the "Tico Tico" granites where metasediments were turned into coarse grained mica schists carrying almandine and either sericitized sillimanite or staurolite.

23. The mica schists often carry muscovite porphyroblasts, which seem to indicate potassic metasomatism. Both muscovite and staurolite megacrysts in such rocks show structural evidences that the main phase of metamorphism had preceded their growth. In addition, there are features indicative that the deformation in several horizons remained active for sometime after the crystal growth.

24. The São Paulo facies series, like the New Hampshire facies series, to which it closely resembles, lack a kyanite zone, differing from the Barrowian scheme. This fact seemingly points to a lower pressure environment for the São Paulo metamorphic rocks.

25. The granitic bodies which are found intruding both the São Roque Group and the Crystalline Complex may result from partial melt in the geosyncline roots. In its ascent they could have provided for part of the heat needed for the regional metamorphic reactions.

26. With a degree of uncertainty many of the gneisses of the Complex could have been produced by metasomatic metamorphism acting on beds of special composition.

27. As petrochemical calculations suggest, the migmatitic Lago Azul quartz-diorite could have been produced from metasediments, through isovolumetric changes requiring a slight chemical rearrangement. Metasediments of a suitable composition make up the country rock around Lago Azul and most of the southern area.

28. The "two feldspar geothermometry" indicates a 400-500°C temperature range for the regional metamorphism in the Crystalline Complex. Alternatively this temperature could be ascribed to retrometamorphism.

METODOLOGIA

Métodos de campo. Levantamento geológico.

A parte geológica deste trabalho baseia-se em levantamentos litológicos e estruturais. A área conta com grande variedade de cartas planimétricas, topográficas e fotografias recentes, parte das quais serviram de base para o levantamento geológico.

A Prefeitura do Município de São Paulo forneceu coleção de folhas topográficas impressas nas escalas 1:5.000 e 1:25.000 de base aerofotogramétrica (vãos de janeiro de 1954).

Em toda a área do município de São Paulo, excluída a subprefeitura de Santo Amaro, foram igualmente utilizadas folhas de bacias hidrográficas (atualização em 1959 de plantas da S.A.R.A. e Depto. da Receita, P.M.S.P.).

Nas zonas externas a sudoeste e sul, servimo-nos da planta geral 1:15.000 de Santo Amaro (SAMARO, 1963), planta geral 1:20.000 do município de São Bernardo (Aeromapa Brasil, 1958) e dos mosaicos T2, T6, T7 e U5 na escala aproximada 1:25.000 (Aerofoto Natividade, 1962, Instituto Agrônomo de Campinas).

Um mapa, como o apresentado neste trabalho, reflete necessariamente uma interpretação subjetiva e pessoal de dados, em larga escala inferidos. As informações de determinado ponto devem ser extrapoladas para regiões sem afloramentos. Estas considerações são válidas, com maior razão ainda, para as secções geológicas verticais. Por isso, o mapa é acompanhado de apenas uma secção cortando zona que se considerou mais seguramente documentada do ponto de vista geológico.

Procurou-se diminuir ao mínimo o afastamento entre as observações de campo. Calcula-se que a densidade média de pontos com informações litológicas ou estruturais não seja inferior a 4 por km² em áreas não sedimentares e não graníticas. De qualquer modo, as atitudes representadas em mapa não equi-

valem a mais de 50 ou 60% do número registrado em caderneta de campo. Revelam muitas vezes apenas tendências locais ou média de leituras em estruturas dobradas. Dada a escala do mapa, suas localizações são também algo imprecisas.

Nas áreas, com numerosos afloramentos de matações, o trabalho de campo limitou-se à coleta de amostras julgadas representativas e à delimitação dos contatos.

Os sedimentos neo-cenozóicos da bacia de São Paulo foram demarcados nos seus contornos dentro de uma precisão proporcional ao número e clareza das exposições. Preocupamo-nos especialmente com as "janelas" mais internas do embasamento. O levantamento da bacia sedimentar na área urbana construída, pobre em afloramentos naturais, foi facilitado pelo grande número de escavações e obras de serviços públicos. Não se tomaram cuidados especiais na delimitação das áreas ocupadas por sedimentos de várzea para os quais nos restringimos a ligeiras observações quanto à natureza do material extraído de valetas ou "portos" de areia e à análise dos espaçamentos de curvas de nível.

Os dados de campo foram transferidos para um mapa topográfico montado na escala 1:25.000, onde se esboçaram os contatos, estruturas e se deduziu a secção geológica. Eliminadas todas as curvas de nível e parte dos acidentes geográficos e geológicos dispensáveis, foi o mapa refeito na escala de 1:50.000 e posteriormente reduzido para 1:100.000.

A única área que já contava com levantamentos geológicos anteriores, em pequena escala, era a parte norte, abrangendo a zona de Perus (Knecht, 1936; Hasui, 1963; Cordani *et al.*, 1963), Jaraguá (Coutinho, 1955; Cordani *et al.*, 1961) e Cantareira (Moraes Rêgo e Souza Santos, 1938; Ellert, 1964). Esta região foi novamente percorrida, tendo-se constatado maior exatidão nos levantamentos mais recentes. Com algumas

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

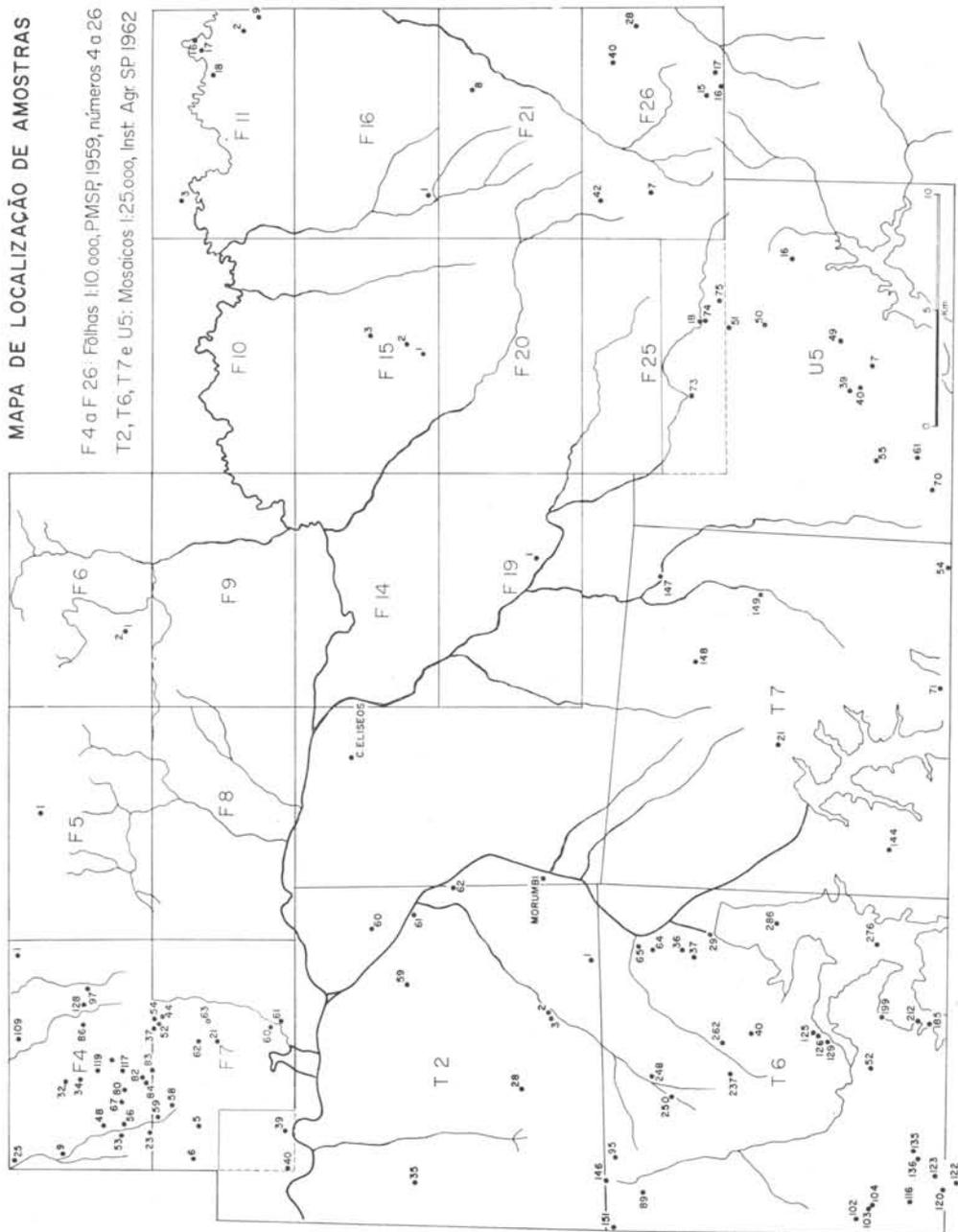


Fig. 2

reinterpretações em obediência a critério pessoal do autor e simplificações ditadas por necessidade de representação em escala, os mapas de Ellert (1964), parcial, e Cordani *et al.* (1961) acham-se reproduzidos nos lugares correspondentes.

O mapa aqui apresentado resultou em grande parte de observações em solos

estruturados (horizonte C) e mesmo em solos mais superficiais e homogêneos (horizonte B). Raramente obtivemos dados de rocha semi-decomposta rígida e menos ainda de rocha fresca.

Como já observava Rich (1953, p. 78), a interpretação da natureza da rocha em terrenos predominantemente in-

temperizados, como os que se apresentam na área estudada, é uma "arte" que deve ser desenvolvida a partir do estudo das relações rocha fresca-solo nas poucas exposições acessíveis. Usando êste método, pensa o autor ter-se familiarizado suficientemente com as diferentes cores, composição e estruturas litológicas nos vários horizontes de decomposição, assegurando assim razoável precisão em parte dos contatos traçados.

Entretanto, em razão da cobertura vegetal, falta de tempo para verificações mais cuidadosas, menor número de exposições, presença de coluviões ou ainda características próprias da rocha, parte considerável dos contatos permanecem incertos. É o caso de algumas áreas com declive suave, situadas entre as várzeas de rios e colinas e interpretadas como terrenos sedimentares. Nestes locais, é possível a existência de manchas do embasamento cristalino.

Mais arbitrários e, possivelmente, menos exatos são os contatos entre mica xistos e gnaisses na metade inferior do mapa. Os dois tipos de rocha podem aparecer intercalados nas mais variadas escalas, desde a de amostra manual até a de afloramentos de dezenas de metros. Por quase tôda a região, enxames de pegmatitos (ignorados no mapeamento) dificultam ainda mais a identificação da litologia dominante. Acrescente-se o fato de que, pelo menos na área sudoeste, os gnaisses apresentam por vêzes características transicionais para xistos. Assim, aquêles contatos na região mencionada apenas circunscrevem zonas indefinidas, de possível predominância de um desses tipos de rocha.

Métodos de laboratório

Em zonas filíticas ou com predomínio de mica xistos, procurou-se delimitar zonas metamórficas. Na falta de afloramentos de rocha fresca laminável, tentou-se com relativo sucesso o exame de minerais pesados tipomórficos encontrados em solos eluvionares ou em aluviões nas cabeceiras de riachos. As amostras (1 a 2 quilos), previamente lavadas e

concentradas em bateia no campo, eram trazidas para o laboratório onde passavam por peneiras e imã manual. A seguir, frações entre 100 e 250 "meshes" eram separadas em bromofórmio, de densidade 2,8, fornecendo resíduo pesado que era examinado ao microscópio imerso em líquidos e índices de refração conhecidos. Os resultados obtidos foram satisfatórios para a determinação de uma zona de estaurolita e outra de sillimanita. Por outro lado, são problemáticos para cianita e almandina. O primeiro mineral aparece esporádica e irregularmente, não evidenciando sua natureza metamórfica ou detrítica. A almandina aparece freqüentemente em aluviões depositados nas áreas de mica xistos. Todavia, nos solos residuais vizinhos, sem razão aparente, ela se torna muito rara. Acreditamos que o método venha a ser melhor explorado no futuro e produza bons resultados, pelo menos, para fins de levantamento litológico simples. Assim, por exemplo, solos argilosos vermelho-escuros atribuíveis tanto a metabásicos como a argilas ferruginosas das "camadas" de São Paulo foram relacionados à primeira litologia em vista da riqueza de anfibólios, clorita e opacos no resíduo pesado.

Todos os espécimes de rochas ou minerais examinados em laboratório para qualquer fim estão localizados na Fig. 2.

As secções delgadas foram estudadas, segundo métodos convencionais, em microscópio de fabricação Leitz, modelo Dialux-Pol.

As análises modais foram efetuadas através de contagem de pontos, normalmente em número de 1.000-1.500 para cada preparação, usando-se computador Leitz e a técnica descrita por Chayes (1949). Contudo, em parte das lâminas, quando a preocupação era apenas a de fornecer uma pronta caracterização petrográfica, o número de pontos contados foi menor, de 100 a 500. O espaçamento observado variou de acôrdo com a granulação da rocha, sendo em geral de 0,5 mm em granitos e até 0,1 mm em rochas de granulação fina. Granitos por-

firíticos, de granulação grossa, tiveram a porcentagem dos cristais maiores de feldspatos estimada visualmente no campo, limitando-se a contagem microscópica aos minerais da massa fundamental, cujo resultado foi integrado ao anterior.

As composições dos plagioclásios foram determinadas ópticamente, usando-se, entre outros, o método de Fouqué-Köhler (in Tröger, 1956, p. 101). Consideramos este método o mais vantajoso para a diferenciação de feldspatos sódicos. Foi aplicado nos casos em que ângulos de extinção simétrica normal a (010) conduziram a resultados ambivalentes (An_0 a An_{20} e An_{20} a An_{35}) em especial nas vizinhanças de An_{20} . O investigador necessita apenas se familiarizar com os cortes favoráveis para a obtenção de figura de interferência perpendicular à bissetriz X. Estes, naquela seqüência de plagioclásios, são aproximadamente normais às duas clivagens ou geminações (010) e (001).

Como técnicas auxiliares, recorremos à da comparação com índices de refração de grãos vizinhos de quartzo em orientação conhecida, bálsamo do Canadá ou líquidos e, mais raramente, a métodos empregando a platina universal. Plagioclásios intermediários e cálcicos foram determinados principalmente por imersão em líquidos de índices de refração conhecidos, utilizando-se fonte de luz branca. A bateria de líquidos Cargille empregada apresenta variação de 0,002 nos índices até 1,700, 0,005 de 1,700 a 1,800 e 0,01 de 1,80 a 2,00. Os líquidos, após as determinações, eram conferidos em refratômetro tipo Abbe (até 1,700) ou Leitz-Jelley (até 1,92). Outros métodos acessórios aplicados na determinação dos plagioclásios incluíram: medida de ângulos de extinção simétrica em cortes normais a (010) de cristais geminados segundo as leis da Albita e Albita-Carlsbad e medida de ângulos de extinção em cortes normais a a ou seja, clivagens (010) e (001).

Em outros minerais, especialmente

feldspatos potássicos e hornblendas, julgamos interessante determinar o valor do ângulo axial $2V$, o que foi feito em platina universal Leitz de quatro eixos, utilizando-se luz branca e hemisfério de índice de refração próximo aos do mineral. As medidas entre os eixos ópticos, sempre apanhados diretamente, eram repetidas três vêzes. Calcula-se que, para minerais como os feldspatos, o erro não seja superior a 3.º. É certo, porém, que em minerais fortemente coloridos ou apresentando dispersão, caso de muitos anfíbios, aquela imprecisão atinja valores da ordem de 5.º.

Os feldspatos potássicos foram analisados para K_2O e Na_2O , usando-se fotômetro de chama Baird-Atomic.

Análises químicas de rocha total foram executadas com o auxílio de métodos clássicos, colorimétrico para FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 e MnO e gravimétrico-volumétrico para SiO_2 , CaO, MgO e Al_2O_3 . Para os álcalis K_2O e Na_2O empregou-se fotometria de chama. Determinou-se H_2O^- em estufa até 120º e H_2O^+ em atmosfera inerte, em forno especial a 1000ºC.

A cela unitária de granadas foi determinada pelo exame do diagrama de pó em câmara Debye-Scherer, de conformidade com o método gráfico-analítico de Camargo e Inglês (1967). Por esse método, projetam-se em gráfico as diversas dimensões de cela unitária computadas a partir de reflexões nas fotografias de pó. O ajuste da linha de extrapolação é obtido analiticamente por quadrados mínimos, evitando-se desta maneira as imprecisões dos processos estritamente gráficos.

Foram também averiguadas algumas possibilidades de detecção de minerais micáceos finos em mica xistos a partir de difratogramas de raios X em montagens achatadas de pó. Neste caso, utilizou-se difratômetro Philips e radiação Cu K α .

TRABALHOS ANTERIORES

A área abrangida pelo mapa anexo tem sido estudada por numerosos autores que, em parte, se dedicaram à análise de aspectos geológicos não relacionados à petrologia do pré-cambriano.

Abaixo alinhamos, cronologicamente, os trabalhos, a nosso ver, mais importantes e que, de uma ou outra maneira, abordam a geologia da área em questão. Alguns dêstes (assinalados com *) não foram consultados.

Mawe, em 1812*, identifica e descreve as camadas de São Paulo.

Andrada e Silva e R. Andrada (1827)* fazem o primeiro reconhecimento geológico da região.

Pissis, em 1842* classifica as camadas de São Paulo, considerando-as pliocênicas e de origem continental.

Derby (1898)* em relatórios dirigidos ao Secretário da Agricultura, descreve a formação sedimentar e indica sua distribuição geográfica.

Em 1930 Washburne, em sua apreciação da geologia do Estado de São Paulo, faz referência à área ocupada pela capital e aponta como provável a existência de falhas a noroeste do rio Tietê na cidade de São Paulo.

Mauil (1930)* faz breves referências à constituição geológica da região de São Paulo.

Moraes Rêgo (1932) analisa a geomorfologia do Estado fazendo referência à área da capital.

Moraes Rêgo (1933 a) estuda as formações cenozóicas do Estado.

Moraes Rêgo (1933 b) analisa as formações metamórficas, caracterizando a litologia e grau de metamorfismo da Série São Roque, que define, procurando também relacioná-la ao embasamento gnaissico.

Deve-se a Moraes Rêgo e Souza Santos, em 1938, o primeiro estudo de fôlego e autoridade sobre os granitos que dominam a serra da Cantareira. Nesta área, os autores se dedicaram ao estudo da distribuição, estrutura e petrografia dos granitos. Definem diversos tipos,

dentre os quais destacam o granito Piritiba, de textura grosseira e caráter porfirítico. Os demais são descritos como produtos diferenciados localmente. Também se lhe associam: dioritos, ortoanfibolitos e ortognaisses. Os autores referem os metassedimentos à Série São Roque, que sofreu diastrofismo de idade algonquiana, a mesma dos granitos. Estudam colateralmente os sedimentos das "Camadas de São Paulo" aos quais atribuem idade pliocênica. Analisam ainda os ciclos geomorfológicos que afetaram o terreno e terminam por apresentar resultados de ensaios técnicos nos granitos e analisar o valor econômico de suas jazidas.

Knecht, em 1943, descreve estauroлита em xistos da Série São Roque no córrego São Miguel, tributário da margem esquerda do rio Juqueri. A estauroлита, bem como granada e sulfetos seria produto de metamorfismo de contato por ação de dique pegmatítico vizinho.

Knecht, em 1944, descreve sillimanita em veios lenticulares de quartzo concordantes com os mica xistos regionais. A origem da sillimanita estaria ligada à assimilação parcial da encaixante por soluções silicosas, super-aquecidas, provenientes do "stock" granítico do Morro do Tico-Tico. Esta massa granítica teria provocado uma deformação em anticlinal das encaixantes.

Em 1947, Ab'Saber estuda a geomorfologia da região do Jaraguá.

Knecht, em 1950, executa um amplo levantamento das possibilidades em recursos minerais da capital de São Paulo e alguns municípios vizinhos.

Em 1950, Mendes, observando o volume e extensão dos depósitos da bacia de São Paulo e a pequena consistência de seus sedimentos, sugere uma idade quaternária para os mesmos.

Freitas, em 1951, após tecer considerações sobre a geomorfologia da região, limitação da bacia de erosão, caráter turbulento da sedimentação, variações laterais e verticais bruscas, falta de sele-

ção e predomínio de material grosseiro, caráter fisiográfico da bacia de São Paulo e presença de soleiras quartzíticas a juzante do rio Tietê, conclui que a bacia de São Paulo representa fossa tectônica preenchida por sedimentos continentais, essencialmente fluviais, depositados por torrentes coalescentes.

Em 1953, Rich aborda alguns problemas geológicos sugeridos em excursões. Refere-se ao problema da gênese dos xistos do complexo cristalino ao sul da bacia de São Paulo, por êle referidos como biotíticos. Suspeita que tais rochas tenham se originado a partir de vulcânicas intermediárias ou básicas, dada a composição e aparente falta de estruturas relictuais indicativas de estratificação. Aborda também o problema da origem da bacia sedimentar de São Paulo, sugerindo para a mesma uma evolução em episódios iniciados com erosão da região, seguidos de obstrução de drenagem, falha ou flexura, aluviamento, rebaixamento do fundo da bacia por falha, levantamento regional e erosão para a condição atual.

Almeida, em 1955(a) estuda a relação genética das camadas de São Paulo com a tectônica moderna da serra da Cantareira. Analisa a litologia e estrutura dos sedimentos (argila, siltes e conglomerados), concluindo que êstes se depositaram em planícies aluviais, canais fluviais e, principalmente, em lagos de meandros abandonados. Os componentes dos sedimentos teriam sido fornecidos por regolitos maduros desenvolvidos sôbre mica xistos e gnaisses num clima tropical úmido semelhante ao de hoje. O embasamento da bacia estaria deprimido, inclinado por uma deformação iniciada em zona de falhas (EW) atravessando o baixo vale do Cabuçu de Cima e seguindo até Barueri. Em apoio desta dedução, cita saliências retilíneas, alinhamentos de drenagens e planos milonitizados, todos na direção EW. Um segundo sistema de falhas orientado segundo N40°E e mostrando deslocamentos subhorizontais se associou ao primeiro. A deformação resultou em afundamento e concomitante sedimentação da bacia.

Em 1955(b), Leinz analisa o comportamento hidrológico das rochas cristalinas e sedimentos da bacia de São Paulo.

Ainda em 1955(a), Leinz estuda a decomposição das rochas cristalinas da bacia de São Paulo.

Em 1955, Coutinho descreve metaconglomerados, meta-arcózios, metagrauvasques, quartzitos, anfíbolitos e granitos da área do Jaraguá. Apresenta um esboço de mapa geológico e interpreta a seqüência metassedimentar como parte integrante da Série Açungui. Os metaconglomerados mostram caráter de depósito basal, de formação bem individualizada. O autor não distingue qualquer continuidade no tempo e espaço entre a sedimentação na Série Açungui e o Complexo Cristalino.

Em 1956, Franco discute migmatitos a oeste do rio Pinheiros, nos arredores da Cidade Jardim e Butantã. O paleossoma é anfíbolítico e o metassoma é granítico. Porfiroblastos de microlínio róseo são comuns, tendo o autor também observado cataclase (até ultramilonitização) e recristalização.

Em 1957, Ab'Saber analisa pormenorizadamente os problemas geomorfológicos na região da cidade de São Paulo.

Em 1957, Leinz e Carvalho, baseados em dados de sondagem, constroem um mapa topográfico do embasamento sob as camadas de São Paulo. Nestas, predominam as frações silte e argila, enquanto que os aluviões ribeirinhos são mais grosseiros pertencendo pois a um ciclo de sedimentação posterior. Lentes arenosas nas camadas de S. Paulo apontariam um ambiente de formação lacustre. Analisam a seguir a decomposição das rochas cristalinas considerando que, em zonas de embasamento exposto, as profundidades de decomposição são muito variáveis sendo maiores para rochas melanocráticas xistosas. Analisam os três diferentes estágios de decomposição nas rochas cristalinas expostas e sob cobertura sedimentar, concluindo que a decomposição sob a cobertura é herdada de época pré-sedimentar. Depois de analisar a questão da água subterrânea, tecem algumas considerações sôbre a gênese da

bacia de São Paulo. A região teria feito parte da área de drenagem do antigo rio Paraíba. Seu curso teria sido seccionado tectonicamente, transformando o regime fluvial em lacustre. A bacia foi preenchida por sedimentos com posterior abertura de drenagem para o Tietê atual.

Em 1958, Franco estuda os "hornfels" desenvolvidos nos contatos de massas graníticas no Estado de São Paulo, incluindo entre eles os de natureza original calcária e pelítica encontrados em Perus e Cantareira. Admite o autor a introdução de vários elementos do magma para a encaixante por via pneumatolítica e hidrotermal. O trabalho ainda aborda o problema da origem dos anfibolitos, migmatização e diaforesse da Série São Roque e assimilação de calcários por granitos.

Em 1961, Ellert em São Bernardo do Campo, descreve a estrutura, litologia e metamorfismo dos mica xistos regionais. Em duas áreas, os xistos se encontram em estágio avançado de granitização, tendo-se transformado em granitos, em Diadema, e em quartzo dioritos, em Lago Azul. O autor detém-se ainda no estudo das transformações mineralógicas que levaram faixas carbonatadas e seixos quartzíticos à granitização.

Cordani, Campos, Davino e Björnberg, em 1961, apresentando mapa, descrevem as relações geológicas da Série São Roque e as unidades litológicas que a compõem na região do Jaraguá. Quartzitos, sericita xistos e meta-arcózio conglomerático, constituem a seqüência de sedimentos depositados em geossinclinal afetado por fase diastrófica no pré-cambriano superior. Consideram também orto-anfibolitos e granitos do tipo Pirituba. A seqüência de eventos geológicos é semelhante à sugerida por Coutinho (1955) mas assinalam que, no pré-cambriano, ocorreram dobramentos, falhas transcorrentes e metamorfismo regional, seguido de intrusão de granito. Distinguem o que parece ser uma estrutura sinclinal EW nos quartzitos e sericita xistos, bem como anticlinal N45W nos meta-arcózios. Projetam em mapa um sistema de falhas N25E e N45W e concluem

afirmando que os quartzitos foram milonitizados em faixas que se comportaram posteriormente como corpos mais resistentes à erosão diferencial que modelou o pico do Jaraguá.

Em 1962, Gomes descreve o grande corpo anfibolítico do Jaraguá que aí ocorre em aparente discordância com a estrutura regional. Fornece análises modais e dados mineralógicos ópticos dos anfibólios e plagioclásios. Estuda variações dentro do corpo e analisa os efeitos eventuais do metamorfismo regional e local. Conclui que os anfibolitos são o resultado de processos metamórficos dinamofermiais atuando sobre rochas básicas intrusivas.

Em 1963, Hasui apresenta os resultados de estudos em granito turmalínífero de Perus com dados de campo e microscópicos. Uma intrusão granítica parece encaixar-se em um anticlinal isoclinal com plano axial EW e mergulho íngreme para norte. Os turmalina granitos acham-se estruturados em camadas convulsionadas de composições variáveis (granito a granodiorito). A turmalina formar-se-ia às expensas de feldspatos e muscovita.

Em 1963, Cordani, Gomes e Girardi apresentam trabalho caracterizando petrográfica e mineralogicamente as rochas cálcio-silicatadas que ocorrem em lentes intercaladas nos muscovita xistos da região de Perus. Acreditam os autores que tais rochas são produtos de metamorfismo termal de calcários magnesianos impuros, causado por intrusões de granito Pirituba vizinho. Apresentam mapa geológico da região, interpretam as feições estruturais nos xistos regionais e descrevem petrograficamente os muscovita xistos e anfibolitos, bem como os turmalina granitos e granitos Pirituba intrusivos.

Kollert e Davino, em 1963, fazem levantamentos gravimétricos em uma área a sudoeste da capital e ao longo de um perfil isolado a nordeste da mesma cidade. Confirmam, em traços gerais, o levantamento hipsométrico feito por Leinz e Carvalho (1957) na primeira área. Sugerem ligeira mudança no perfil,

pela qual fica mais evidenciada uma grande depressão SW-NE do embasamento cristalino da bacia sedimentar. Anomalias indicando paredes íngremes no embasamento sugerem topografia por falhamentos.

Ellert, em 1964, estuda a geologia da região de Mairiporã. Entre as numerosas conclusões extraídas: as rochas metassedimentares pelíticas da região exibem frequentemente estruturas primárias como estratificação e acamamento gradativo. A orientação regional NE-SW (lineação caindo para NE) foi afetada nas proximidades dos corpos graníticos por dobramento secundário, resultado de acomodação às intrusivas. Estas, normalmente granodioritos de idade pré-cambriana superior, formam três corpos principais: Cantareira, Mairiporã e granitognaisse, concordantes com a estrutura regional. Os contatos são geralmente bruscos. Numerosas inclusões de xistos e anfíbolitos, principalmente no granito Cantareira, seguem a orientação das encaixantes inclusive quanto à lineação. Os porfiroblastos são de microclínio, de origem metassomática, desenvolvendo-se com a contribuição parcial de plagioclásios antigos. Estes se apresentam em duas gerações. Sinais de esforços são vistos no quartzo. Admite origem sintectônica para os granitos, sendo grande parte de seu magma formado "in situ" por fusão parcial de sedimentos. Uma fase hidrotermal é responsável pelo aparecimento de uma segunda geração de plagioclásio e microclínio. Pegmatitos se desenvolvem na fase final magmática, metassomática. Metassedimentos em contatos ou em inclusões nos granitos passam a "hornfels". Os xistos são localmente granitizados, sendo que para plagioclásio, microclínio e biotita as relações paragenéticas são as mesmas que nos granitos. São comuns as falhas direcionais orientadas segundo a estrutura regional e desenvolvendo milonitos e brechas.

Em 1964, Wohlers resume os conhecimentos sobre histórico, nomenclatura, estratigrafia, distribuição geográfica, idade, paleontologia, paleoecologia e correlações da "formação São Paulo".

Em 1964, Knecht, depois de resumir o histórico, nomenclatura e estratigrafia do pré-cambriano no Estado de São Paulo, descreve várias seções por ele percorridas, fornecendo dados litológicos e estruturais novos para numerosas ocorrências, incluindo algumas que afetam a região ora estudada, principalmente a sudoeste (região de Itapeçerica da Serra).

Em 1964, Gomes, Santini e Dutra apresentam vinte análises químicas, incluindo elementos traços, de amostras de corpo anfíbolítico do Jaraguá. Os dados químicos e petrográficos apresentados e interpretados permitem reafirmar a origem metamórfica dinamotermal dos anfíbolitos, a partir de rochas básicas toleíticas. O granito sintectônico vizinho teria influenciado termalmente o corpo anfíbolítico.

Em 1964, Almeida sintetiza os conhecimentos sobre a geologia do Estado de São Paulo, relacionando-os com a atual morfologia do relevo. Divide geomorfologicamente o Estado de São Paulo, criando cinco províncias compreendendo dezesseis zonas, algumas das quais são abrangidas ou alcançadas na área ora levantada.

Björnberg, Gandolfi e Paraguassu, em 1965, analisam estruturalmente rochas numa faixa desde Caraguatatuba até Campinas, atingindo os arredores de São Paulo na zona de Guarulhos, Cumbica e Nazaré Paulista. Verificaram a existência de grande falhamento contínuo desde Parateí de Cima até S. José dos Campos (falhas normais e, principalmente, de rejeito horizontal). As transcorrentes são as que mais se evidenciam na topografia.

Em 1966, Wernick, baseado nos resultados obtidos da análise granulométrica e mineralógica de sedimentos das camadas de São Paulo e em observações de campo, conclui que os mesmos sedimentos se formaram em planície de inundação num ambiente em subsidência. A fonte dos sedimentos foi o regolito das rochas cristalinas circunvizinhas e o clima na ocasião da deposição dos sedimentos era tropical a sub-tropical.

Em 1967, Yoshida, Rocha Campos e Farjallat descrevem o que acreditam ser microestruturas representando registro de vida pré-cambriana em sílex do Grupo São Roque nos arredores de São Paulo.

Em 1967, Hennies, Hasui e Penalva estudam falhas transcorrentes que atingem os limites ocidentais da capital paulista, incluindo aqui a de Taxaquara. Esta falha corta granitos, desenvolvendo cataclasitos e milonitos de várias centenas de metros de espessura, foliação subvertical e lineação subhorizontal. Acreditam que a atividade do falhamento tenha se exercido intensamente no intervalo entre a consolidação dos granitos e deposição do grupo Tubarão. Houve, segundo os autores, reativação moderna com movimentos verticais ao longo desta antiga zona de fraqueza, o que explica a sedimentação dos depó-

sitos das camadas de São Paulo sobre o bloco meridional da falha.

Em 1967, Hennies, Penalva e Hasui estudam a geologia do pré-cambriano a noroeste da capital paulista compreendendo as unidades: bloco Jundiáí, bloco Cotia e bloco São Roque, os dois últimos ligados geograficamente às unidades abordadas no presente trabalho. Os processos envolvidos na área abrangem: 1. Formação de depressão geosinclinal, sedimentação e vulcanismo básico; 2. Orogênese (no sentido de Stille) e metamorfismo; 3. Pirogênese com ascensão de massas graníticas tardi e pós-cinemáticas. Metamorfismo de contato. Cratonização da área; 4. Regmagênese com formação de estruturas lineares, cataclase e deslocamentos direcionais; 5. Sinéclise do Paraná e Tafrogênese moderna estabelecendo novos ciclos sedimentares.

SUMÁRIO DA GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada abrange dois grupos de formações pré-cambrianas, recobertas parcialmente por sedimentos modernos.

O primeiro grupo forma sequência litostratigráfica que tem sido descrita no Estado do Paraná sob o nome de Grupo Açungui. Esta deveria ser a denominação exclusiva para toda a sequência, proposta que foi por Derby em 1878. Contudo, retemos neste trabalho a denominação São Roque pelo fato de ainda não estarem perfeitamente esclarecidas as relações entre as porções paulista e paranaense. Quando necessário designaremos o conjunto como Açungui-São Roque.

Em São Paulo, o grupo acha-se exposto em grande parte da zona sul do Estado, parecendo dividir-se em tres ramos, dos quais o central atinge o município de São Paulo em seus limites setentrionais (Fig. 1). Litologicamente, o grupo é constituído essencialmente por sedimentos clásticos, predominando os de natureza argilosa, agora metamorfoseados em filitos. Os metassedimentos conglomeráticos, arenosos e calcários aflo-

ram em áreas restritas. Granitos intrusivos são abundantes.

Uma enérgica e complexa tectônica plástica e rígida dobrou e falhou extensamente o conjunto, embora o metamorfismo regional que a acompanhou tenha sido em geral brando.

Coutinho (1955) acreditava que os conglomerados, em vista de sua posição estratigráfica, espessura e extensão, formariam a base do Grupo São Roque a noroeste da capital de São Paulo. A sequência normal, em disposição sinclinal, reconhecida na aba sul mergulhando em geral para norte e formada por conglomerados, arenitos impuros, argilas e calcários, deveria se repetir, invertida, ao norte de um eixo central passando pela zona de calcários (Gato Preto). Em nosso trabalho atual, procuramos confirmar a suspeita, examinando atentamente os afloramentos ao longo da secção transversal bem representada pela via Anhanguera. Realmente, na altura do km 46 desta rodovia, os filitos cedem lugar novamente a meta-arenitos arcozianos que, por sua vez, mais ao

norte (km 47), apresentam horizontes de conglomerado, com mergulho geral para sul. Acreditamos pois, que o grupo São Roque ao norte da Capital acha-se estratigráficamente bem definido em uma sequência clástica depositada e dobrada em feições atuais de sinclínium.

A espessura do pacote metassedimentar em São Paulo é ainda desconhecida. No Paraná, entretanto, calcula-se que ela seja superior a 10.000 metros (Marini *et al.*, 1967). Neste Estado, onde tem sido estudado com intensidade, o grupo foi dividido por Bigarella e Salamuni (1956, 1958) e por Marini *et al.* (1967) em quatro formações com características litológicas e estruturais diferentes:

1 — Formação Setuva, com cerca de 2.500 m de espessura, a mais antiga, compreendendo gnaisses, xistos e quartzitos metamorfosados em condições mais enérgicas (fácies anfibolito e albita-epídoto anfibolito);

2 — Formação Capiru, com espessura da ordem de 2.000 m, assentando em discordância sobre a anterior e composta de dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos (fácies de xisto verde), os dois primeiros termos, intimamente engrenados na porção inferior;

3 — Formação Votuverava, a mais espessa, cerca de 3.500 m, composta essencialmente de filitos e subordinadamente de quartzitos, calcários, metaconglomerados, meta-arcózios e metabasitos, metamorfosada na fácies de xisto verde;

4 — Formação Água Clara, aproximadamente 2.000 m de espessura, formada por metassedimentos inteira ou parcialmente carbonáticos (filito-calcário, calcários, etc.) e metabasitos. É a formação que fecha o ciclo eogeossinclinal e se apresenta fragmentária e metamorfosada na fácies de xisto verde.

Grandes batólitos e inúmeros corpos graníticos menores se espalham por toda a área de ocorrência do Grupo São Roque. O Granito Tres Córregos, exposto continuamente desde a localidade homônima no Paraná até Capão Bonito, já no Estado de São Paulo, onde desa-

parece sob a cobertura de sedimentos permo-carboníferos, separa o ramo norte (Formação Itaiacoca, de Almeida, 1956, ou ramo norte da Formação Capiru, de Marini *et al.*, 1967) do ramo central do Grupo Açungui-São Roque (Formações Água Clara e Votuverava, de Marini *et al.*, 1967).

No Estado de São Paulo, o ramo central é correlacionável à Formação Votuverava em muitos aspectos. Acha-se separado do ramo sul (Formação Capiru?) por outro imenso batólito granítico que ocupa parte da serra de Paranapiacaba e se dirige para nordeste, desmembrando-se em corpos menores nas raízes da serra da Mantiqueira.

Na maioria das vezes, as relações dos granitos com os metassedimentos do Grupo São Roque são de natureza intrusiva, sugerindo os autores paranaenses que se trate de granitos tardi-postectônicos. Entretanto, pelo menos em alguns casos, existem evidências apontando origem sintectônica.

O alongamento dos batólitos é o mesmo do pacote metassedimentar dobrado e metamorfosado regionalmente. As direções estruturais principais NE-SW correspondem à xistosidade e estratificação (normalmente idênticas), observando-se, todavia, numerosos desvios locais daquela orientação, principalmente nas vizinhanças de intrusões (Fig. 3). Também metamorfismo local pode ser verificado em auréolas ao redor de determinados corpos graníticos.

O segundo grande conjunto litológico descrito na área pertence ao chamado Complexo Cristalino que, no Estado de São Paulo, tem seu maior desenvolvimento na baixada litorânea e serra do Mar, contornando as terminações dos metassedimentos do Grupo São Roque e ocupando as zonas do Planalto Paraitinga, Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e Zona Cristalina do Norte, divisões caracterizadas geológica e geomorfológicamente por Almeida (1964).

O Complexo Cristalino nestas regiões é formado essencialmente de rochas migmatíticas de diversos tipos, dominando os embrechitos e epibólitos (Jung,

1963). Os primeiros assumem o aspecto de granitos equigranulares ou porfiroblásticos gnaissificados (granito-gnaisse, migmatito homogêneo) e sua origem primária ígnea, sedimentar ou mista (granitização por diversos processos) permanece incerta, não obstante opiniões categóricas em algumas escolas petrológicas. Já os epibolitos, rochas com marcada alternância de faixas escuras xistosas e claras de natureza granítica (migmatitos heterogêneos de Jung, 1963) tem aparência mais expressiva de rocha mista (injeção, metassomatose). Entretanto, mesmo para elas, é possível atribuir-se uma origem por processos de diferenciação metamórfica ou fusão parcial "in situ" sem necessidade de se recorrer a fenômenos aditivos.

Da mesma maneira que no caso do Grupo São Roque, as rochas do Complexo Cristalino acham-se associadas a corpos graníticos de estrutura isótropa, em contato brusco ou gradual com migmatitos orientados ou mica xistos.

As relações entre o Grupo São Roque e o Complexo Cristalino ainda não se acham devidamente esclarecidas. Dos poucos locais onde os contatos são suficientemente expostos, as informações são contraditórias. Em geral, indicam-se ajustamentos tectônicos, como parece ser o caso na área levantada neste trabalho. Há informações entretanto (Melfi *et al.*, 1965, p. 471; Almeida 1953) que apontam uma passagem gradual. Neste caso, os migmatitos representariam o resultado da intensificação dos processos metamórficos sobre os metasedimentos.

No mapa geológico anexo, a área que denominamos Complexo Cristalino corresponde a um trato não migmatítico do mesmo, possivelmente transicional para seqüências ectiníticas. Pode-se notar, por vezes, uma pegmatização ou feldspatização mais ou menos acentuada dos mica xistos grosseiros vizinhos a línguas de granitos ou gnaisses, pequenas demais para se representar em mapa de 1:100.000.

Esta sucessão irregular e, em muitas escalas, de mica xistos e gnaisses com

contatos graduais ou bruscos associados a raros corpos quartzíticos ou metabasíticos, parece ser o caráter distintivo da Formação Setuva no Paraná, cuja posição estratigráfica, incorporável ao Grupo Açungui ou aos migmatitos parece incerta (Marini *et al.*, 1967). Assinale-se que no morro Setuva, Paraná, aquela formação entra em contato com as típicas formações superiores do Grupo Açungui, exibindo nítida discordância angular.

Uma sedimentação que a maioria dos autores presume pliocênica é responsável pelo preenchimento da chamada Bacia de São Paulo. Ocorre, da mesma forma no médio vale do Paraíba, tendo também se estendido pelos ramos mais importantes de drenagem no sul do Estado.

Na região levantada, os sedimentos constituem-se de camadas horizontais de argilas sílticas de coloração variegada, intercaladas com bancos de areia. Localmente, é possível distinguir cascalho fino, pouco rolado, formando leitos conglomeráticos basais. Crostas e concreções de limonita secundária são encontradas apenas nos níveis superiores, junto ao regolito.

Esta formação recobre a área urbana mais densamente povoada de São Paulo. Seu contorno é amebóide, distinguindo-se uma ramificação para ENE, atingindo Arujá, outra para E, chegando próximo a Mogi das Cruzes e uma terceira para S, fragmentando-se no topo da escarpa da serra do Mar, na altura de Engenheiro Marsilac. Para W, os sedimentos se estendem até Quitaúna. A oeste deste ponto e ao norte do Tietê nesta região, são encontrados somente em pequenas manchas.

Os rios e ribeirões maiores correm normalmente sobre cobertura aluvional recente. Cascalhos, areias e argilas acham-se por vezes elevados em terraços. Em geral, a largura de várzea sedimentar recente é proporcional ao volume da corrente d'água que a percorre. Mas, algumas curiosas exceções devem ser citadas por implicar em possível atividade tectônica moderna. Assim, a planície aluvionar do modesto rio Cabuçú

de Cima passa bruscamente de uma largura média de 300 a 400 m para 2.500 m, voltando a se estreitar na embocadura com o rio Tietê. Inversamente, o rio Tietê percorre uma varzea com 2.000 a 2.500 m de largura média,

que se estrangula para 600 m à altura da junção com o rio Cabuçu de Cima, volta a se alargar entre a Penha e a Lapa, para finalmente se estreitar em amplitudes não maiores que 1.000 m à juzante da embocadura do rio Pinheiros.

O GRUPO SÃO ROQUE

Caráter geral

Na região estudada, o Grupo São Roque constitui uma unidade bem definida e, pelo menos de Guarulhos para oeste, perfeitamente separada do Complexo Cristalino pelo traçado do rio Tietê.

De Carapicuíba até a Casa Verde, seus contatos meridionais se fazem com migmatitos e gnaisses intensamente milonitizados, sob a cobertura aluvionar daquele rio e ao longo de uma direção sensivelmente este-oeste. Na altura da Casa Verde, observa-se uma inflexão das estruturas principais para NE, correspondendo também aos contatos com um corpo granítico ou gnáissico, que nos pareceu já integrado na área do Complexo Cristalino. Esta faixa se encontra quase que inteiramente recoberta pelas camadas de São Paulo, tornando-se difícil precisar as relações entre as duas seqüências pré-cambrianas. Todavia, o exame de mosaicos de fotos aéreas de regiões mais a NE, bem como algumas rápidas excursões, nos convenceram da realidade de um limite retilíneo, separando em aparente discordância o Grupo São Roque do Complexo Cristalino, desde a Casa Verde até o norte do mu-

nicípio de Santa Isabel. A partir do ponto em que o contato emerge sob a cobertura sedimentar, passa a acompanhar, pelo norte, o traçado médio do rio Jaguari (\pm N50E), separando metassedimentos epimetamórficos a NW, de gnaisses, provavelmente milonitizados, a SE. O mapa da Fig. 3 esquematiza a situação. Nesta figura, traçamos ainda o contato setentrional do Grupo São Roque, guiados pela fôlha geológica de Jundiá (IGG, 1954), informações extraídas de mapas de Hennies, Penalva e Hassui (1967), Ellert (1964) e ligeiras observações no local. Acreditamos que também aqui o contato deve ser de natureza tectônica, a julgar pela notável milonitização encontrada nos corpos granitóides vizinhos.

O Grupo São Roque e intrusivas associadas ocupam na área delimitada pelo mapa geológico uma superfície aproximada de 310 km². É constituído de metassedimentos clásticos, intercalados por anfibolitos e penetrados por volumosos corpos graníticos, de composição predominantemente adamellítica. As porcentagens de superfícies ocupadas pelos tipos rochosos e suas variedades são as seguintes em números redondos:

	Rochas	%
Metassedimentares	Metaconglomerados	2
	Meta-arcózios e metagrauvaques	5
	Quartzitos	1
	Filitos	27
	Mica xistos	8
		<hr/>
		43
Metabasitos	Antibolitos	2
Granitoides	Adamellitos equigranulares	4
	Adamellitos porfiríticos	48
	Gnaisses	3
		<hr/>
		55

Estas relações são diferentes no esquema estrutural da Fig. 3, que abrange área mais ampla:

Metassedimentares	53
Metabasitos	3
Corpos graníticos e gnáissicos (granitoides)	44

Como resultado de excursões e dados de outras fontes, podemos afirmar que nas áreas suplementares do Grupo São Roque (Fig. 3) a proporção de filitos aumenta ainda mais, sendo mínima a contribuição dos meta-arcózios, metaconglomerados e mica xistos. Calcários, formando pequenos corpos lenticulares, e quartzitos ocorrem em reduzidas proporções.

A faixa de metaconglomerados exibida no mapa geológico mereceu um trabalho de levantamento cauteloso em vista de sua importância como horizonte estratigráfico na seqüência sedimentar. Tais rochas são reconhecidas em exposição contínua apenas nas imediações da via Anhanguera e, em uma estrada secundária, no flanco oeste do morro Doce, onde raras matações emergem de um solo (horizonte C) bem estruturado. As áreas restantes, com prováveis exposições, estão quase inteiramente cobertas por vegetação. Todavia, as cristas desmatadas dos morros Doce e Catunuma estão salpicadas de blocos frescos dessas rochas. Assim, foi possível traçar com certa segurança a direção geral NW da camada conglomerática com aproximadamente 500 m de largura. Os contatos inferidos com os metassedimentos vizinhos indicam um espessamento da camada para 1.500 m na região atravessada pela via Anhanguera.

O flanco norte dos morros acima citados é ocupado por meta-arenitos ímpuros, fracamente xistosos (meta-arcózios e metagrauques). São numerosas as exposições ao longo da via Anhanguera e elevações vizinhas. Rochas frescas são raramente encontradas, va-

lendo porém mencionar a pedreira de meta-arenitos, em fase de lavra, existente nas imediações do km 21 daquela rodovia.

Seixos esparsos, bem como restritos horizontes conglomeráticos, podem ser encontrados em meio aos meta-arcózios, principalmente em afloramentos situados na parte sul dessa faixa. É de se supor que os contatos com o horizonte conglomerático se façam gradualmente por intercalações de uma e outra rocha. O espessamento observado na camada conglomerática ao longo da via Anhanguera também se observa no horizonte arenoso em nível correspondente.

O oeste do morro Catunuma, uma mancha mal definida de meta-arenitos foi igualmente assinalada, não obstante a precariedade das exposições.

Tanto pelo lado norte, como pelo sul, os filitos se sucedem aos horizontes conglomeráticos e arenosos. Estão sempre profundamente alterados, deixando entretanto perceber a estrutura e granulação. Assim, na zona setentrional, é possível verificar que freqüentemente as camadas filíticas se intercalam a outras arenosas ou siltíticas. No mapa, a área ocupada pelos filitos é ramificada, estando as rochas imiscuídas em contatos bruscos contra os corpos graníticos da Cantareira, mas passando gradualmente a uma zona de mica xistos grosseiros, ao norte. Estes formam uma mancha alongada no sentido E-W e não foram pesquisados pelo autor mais para norte do limite do mapa. Penalva e Hasui (no prelo) que levantaram a região informam que essas rochas ainda são encontradas a oeste, leste e norte do granito do morro do Tico-Tico que se eleva à margem direita do rio Juqueri. Sabemos também que ainda mais ao norte dominam filitos com lentes calcárias e que, caminhando para oeste do morro do Tico-Tico, os mica xistos cedem lugar a filitos e outras rochas de baixo grau metamórfico. Assim, parece claro que os mica xistos grosseiros devem formar uma auréola em tórno dessa intru-

são granítica. Na região abrangida pelo mapa geológico, os mica xistos acham-se bem expostos nos cortes da estrada velha São Paulo-Campinas, via Anhanguera, E. F. Santos-Jundiá, nas ligações férrea e rodoviária Perus — via Anhanguera, bem como em numerosas estradas secundárias e ribeirões a oeste da localidade de Perus. Apresentam coloração rósea ou avermelhada, como decorrência da ação intempérica, e comumente mostram com clareza as camadas de estratificação primária, bem como xistosidade, esta nem sempre concordante com a primeira (Foto 1).

É na zona filítica que se encontram as maiores lentes de anfibólitos, denunciadas algumas vezes pela cor vermelho escuro do solo. Os afloramentos são extremamente raros. No levantamento geológico, servimo-nos essencialmente do exame da cor e natureza argilosa dos solos formados. Com exceção do corpo anfibolítico do Jaraguá, os demais parecem constituir lentes alongadas concordantes com a direção geral de estratificação das rochas vizinhas (Foto 2).

No mapa, não foram diferenciados de anfibólitos, numerosos pequenos corpos lenticulares de rochas calcossilicáticas, já estudados por Cordani *et al.*, 1963. Muito compactas e portadoras de textura engrenada, essas rochas resistem bem à ação do intemperismo. Entretanto, não se acham inteiramente expostas. Em geral são encontradas na forma de blocos angulosos de diversos tamanhos com fina camada superficial de alteração, espalhados irregularmente pela superfície do terreno a pequenas distâncias dos contatos com o maciço granítico de Taipas. Nos locais em que se encontram associadas aos mica xistos regionais, mostram perfeita concordância entre o seu nítido acamamento e a estratificação das encaixantes.

O grande corpo quartzítico do Jaraguá foi reproduzido no mapa geológico, como aparece no trabalho de Cordani *et al.*, (1961) acrescido de pequenas

modificações. Aqui, esta unidade litológica se sobrepõe aos meta-arenitos, em parte filíticos. São rochas compactas, mais raramente friáveis, e, às vezes, levemente xistosas. Comumente, não apresentam planos nítidos de acamamento, em razão talvez do intenso tectonismo a que foram submetidas. Entretanto, nas zonas em que entram em contato com a unidade estratigráfica inferior, observam-se intercalações de filitos ou meta-arenitos impuros, que acentuam o acamamento original.

Mais da metade da área atribuída ao Grupo S. Roque é ocupada por rochas granitóides, de tamanhos variados. A maioria tende a apresentar em mapa, forma lenticular, acompanhando em linhas gerais as estruturas das encaixantes regionais. A Fig. 3 exhibe este aspecto com maior clareza para o maciço de Mairiporã, ao norte desta cidade, levantado pormenorizadamente por Ellert (1964). O corpo mais volumoso, ostentando igualmente nítida tendência lenticular, é o da Cantareira estrangulado em sua parte meridional por uma faixa filítica que quase o secciona. Esse maciço apresenta-se também precariamente ligado ao de Itaquí por um sistema de estreitas faixas graníticas cizalhadas (gnaisse miloníticos). Na área do mapa geológico é possível ainda distinguir-se duas bossas granitóides menores: Itaim e Taipas. Foram também delineadas manchas de granito equigranular dentro do corpo de Itaquí, a oeste de Mutinga, e no maciço da Cantareira. A última corresponde ao granito Tremembé de Moraes Rêgo e Souza Santos (1938, p. 46).

Observe-se, finalmente, a ocorrência de numerosas inclusões de mica xistos grosseiros, formando por vezes corpos de proporções avantajadas, no maciço da Cantareira. Perto dos contatos orientais desse maciço, ao lado das inclusões pelíticas, também aparecem as de natureza calcossilicática. Ambos os tipos compõem um sistema de faixas ou lentes alongadas, isorientadas, e paralelas aos contatos externos daquele batólito.

PETROGRAFIA E MINERALOGIA

Rochas metassedimentares

1. Metaconglomerados

Estas rochas ocorrem como blocos frescos nas cumieiras e flanco oeste de uma cadeia de morros, estendendo-se desde o morro Doce até a divisa com o município de Santana do Parnaíba. As exposições do km 18 da via Anhanguera, já foram objeto de estudo especial (Coutinho, 1955).

Parecem formar espesso horizonte com características litológicas homogêneas. Os dados aqui apresentados reúnem as observações feitas em 1955, ao lado de outras colhidas durante a confecção deste trabalho.

Trata-se de rochas de cor cinzenta, tornando-se mais claras à medida que se intemperizam.

Em geral, são ricas em seixos com tamanhos variáveis desde alguns centímetros até 20 cm. Dimensões maiores foram observadas, mais raramente. O tectonismo posterior à sedimentação deformou-os em graus variáveis, mas o acentuado arredondamento e forma elipsóidica original ainda são visíveis em grande parte deles (Foto 1). Um certo número, entretanto, exibe forte deformação, manifestada por feições como: tangenciamento, interpenetração, superfícies côncavas, alongamento assimétrico e afilado e mesmo fragmentação e diluição de material dentro da matriz.

As rochas exibem lineação causada pela isorientação dos alongamentos dos

seixos, paralela a microdobras, e alinhamentos minerais na matriz. A xistosidade planar é fraca e planos de estratificação, de grande utilidade na análise estrutural, são raramente reconhecidos. Todavia, em determinados locais, a superfície de solo em barrancos deixa perceber faixas mais espessas, quase isentas de seixos, intercaladas dentro do corpo conglomerático.

A partir dos dados estruturais, pode-se inferir que a estratificação deve ser, como regra, paralela à xistosidade e lineação em qualquer parte da camada conglomerática. Uma importante feição foi, entretanto, observada: enquanto na parte espessada do corpo, vizinhanças da via Anhanguera, a lineação mergulha fortemente para N, na zona à NW do morro Doce, aquele elemento estrutural apresenta caimento sub-horizontal, embora com rumos variáveis próximos a N-S.

Os seixos em toda a região estudada mantêm proporção aproximadamente constante entre seus tipos petrográficos.

	% numérica
Rochas granitóides	80 a 90
Quartzitos	10 a 20
Mica xistos, epidositos, quartzo e feldspato	5

As rochas granitóides têm estruturas macroscópicas predominantemente orientadas por gnaissificação original ou por cataclase. Não se encontraram típicos granitos porfiríticos "Pirituba".

Seixos granitóides. Observa-se uma tendência para uma composição mineralógica constante, como se pode ver na Tabela I.

TABELA I

Análises modais de seixos granitóides do metaconglomerado do Grupo São Roque

	F4-51a	F4-51b	F4-51c	F4-51d	F7-21a	F7-21b	F7-21c
Quartzo	24	16	20	25	24	21	18
Microclínio	21	24	18	25	24	36	28
Plagioclásio	23	26	26	18	20	12	19
Quartzo + agregados feldspáticos	18	10	15	14	15	20	18
Biotita	9	15	10	5	8	—	7
Muscovita	pr	4	4	12	7	10	4
Epidoto	3	1	3	1	2	pr	4
Titanita	2	1	2	—	—	pr	1
Magnetita	pr	2	1	pr	pr	—	pr
Pirita	pr	1	1	—	—	1	1

Todos os seixos granitóides apresentam os efeitos de intensa milonitização que apagou parcialmente as texturas originais. A amostra F7-21b, provavelmente um fragmento de pegmatito, é a que mostra fraturamento e deformação mais intensa. Em todos os seixos examinados, parte do material rochoso transformou-se numa "farinha" quartzo-feldspática.

Plagioclásio, com geminações vagas e sinuosas, e feldspato potássico intimamente intercrescidos, sugerem recristalização incipiente no substrato milonítico.

Seixos de quartzito. Apresentam aspecto fusiforme com um dos eixos de alongamento muito maior que os outros dois. Estrias superficiais paralelas ao maior diâmetro indicam fricção tectônica enérgica, mas ao microscópio a rocha se encontra totalmente recristalizada em cristais límpidos suturados nas bordas. É evidente que, embora submetidos aos mesmos esforços deformativos sofridos por seus vizinhos graníticos, os seixos mais ricos de quartzo encontram maior facilidade para remobilizar a sílica e estabilizá-la nas novas condições. Segue abaixo, na Tabela II, a composição modal de três seixos quartzíticos.

TABELA II

Análises modais de seixos quartzíticos do metaconglomerado do Grupo São Roque

	F4-56c	F4-51c	F7-21d
Quartzo	87	92	85
Microclínio	5	1	10
Muscovita	8	4	3
Biotita	pr	1	2
Apatita	pr	pr	pr
Plagioclásio	pr	2	pr
Zircão	pr	pr	pr

Matriz. Geralmente, é pouco xistosa e rica em elementos clásticos maiores, exibindo sinais evidentes de deformação

tectônica. A composição mineralógica da matriz é dada na Tabela III.

TABELA III

Análises modais de matriz do metaconglomerado do Grupo São Roque

	F4-9a	F4-48	F7-21b	F7-21c	F7-21d
Quartzo	56	48	33	44	30
Microclínio	10	13	21	6	20
Plagioclásio	11	18	15	10	—
Muscovita	6	6	16	8	37
Biotita	3	10	8	18	13
Epídoto	3	4	5	14	pr
Magnetita	8	pr	pr	pr	pr
Pirita	1	pr	pr	pr	pr
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr
Calcita	—	pr	1	—	—
Titanita	2	1	pr	pr	—

As quatro primeiras colunas referem-se à matriz comum, de granulação heterogênea. Ao microscópio, observam-se agregados confusos quartzo-feldspáticos onde, com grande dificuldade, se reconhecem grãos clásticos inteiros, fragmentos despregados de seixos maiores e componentes recristalizados. Os feldspatos, com aparência clástica, são microclínio e plagioclásio, mostrando êste geminações vagas e conteúdo de An variável (An_{10-30}). Intersticialmente nos mosaicos de quartzo recristalizado também pode aparecer feldspato neoformado, agora como microclínico e albita (An_5). É comum a ocorrência de ambos intimamente intercrescidos, tanto na matriz recristalizada, como nos grãos clásticos.

Biotita pardo-verde ($N_z = 1,65-1,66$), sericita ferrífera ($N_z = 1,61$), cristais idiomórficos de magnetita e "gotículas" de epidoto ferrífero salpicam irregularmente a rocha ou concentram-se em determinadas áreas.

A última coluna representa matriz de aspecto macroscópico filítico linear. Já foi descrita em trabalho anterior (Coutinho, 1955, p. 16). Trata-se de rocha inteiramente recristalizada.

2. Meta-arcózios e metagrauvaques

Os meta-arcózios apresentam tons claros de cinza ou amarelo, mas, passam a termos grauváquicos à medida que se enriquecem de biotita, variando então sua coloração por toda a gama do cinza até o preto. Os tipos mais ricos de epidoto são esverdeados. Nos afloramentos, a estratificação é bem observada nas variedades arcozianas. As rochas mais micáceas e escuras exibem xistosidade. Não são raros os seixos isolados. Microscopicamente, apresentam características texturais já descritas para a matriz dos metaconglomerados. Quanto à composição mineralógica, mostram certa variação como poderá ser visto na Tabela IV.

TABELA IV

Análises modais de meta-arcózios e metagrauvaques do Grupo São Roque

	F4-04a	F4-82b	F4-83a	F4-83b	F4-9b	F4-23	F4-67a	F4-67b	F4-67c	F4-117	F7-52	F7-54	F7-58b
Quartzo	35	40	55	35	38	30	53	70	62	45	38	42	35
Microclínio	pr	2	—	20	pr	17	11	8	14	23	18	17	10
Plagioclásio	25	20	40	15	30	24	10	5	11	18	15	14	6
Muscovita	25	25	—	25	22	15	8	6	8	14	1	8	22
Biotita	10	10	pr	pr	7	7	15	5	3	pr	27	15	10
Apatita	2	pr	—	1	pr	1	pr	pr	pr	pr	pr	—	1
Titanita	—	—	—	pr	1	2	pr	pr	pr	—	—	1	1
Zircão	pr	pr	pr	pr	—	—	—	3	pr	—	pr	pr	pr
Opacos	3	3	3	3	2	4	2	—	—	pr	1	3	2
Turmalina	pr	pr	pr	—	—	—	—	pr	—	pr	—	—	pr
Epidoto	pr	pr	pr	1	pr	pr	pr	3	2	—	—	—	7
Calcita	—	—	—	—	—	pr	pr	—	pr	—	—	—	2
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	—	—	—	2

A recristalização é observada nas rochas mais compactas, mas mesmo assim é possível distinguir a textura blastopsamítica com grãos clásticos arredondados, variando entre 0,1 a 0,5 mm de diâmetro. Estes são constituídos de quartzo, feldspato ou rochas quartzosas ou quartzo-feldspáticas (Fotomicrografia 1).

O quartzo apresenta-se límpido e em grãos suturados, tanto na matriz, como em grãos detríticos. Normalmente, o plagioclásio é albita quase pura ou oligoclásio. Uma notável exceção é a amostra F4-67b, exibindo plagioclásio labradorítico em tiras intercrescidas com sericita. Por vèzes, aparece como grãos detríticos recristalizados em íntima associação com feldspato potássico, êste, no caso, aparentemente de substituição. Também são comuns os grãos clásticos de microclínio, mostrando vaga geminação cruzada, e ainda microclínio secundário imiscuído na fina trama dos minerais da matriz.

Os contornos dos grãos, em grande aumento, exibem interpenetração com as partículas da massa envolvente.

Nos tipos mais recristalizados (F4-9b), forma-se um mosaico de granulação fina, composto essencialmente de quartzo com feldspato potássico intersticial, salpicado de cristais idiomórficos de magnetita, "gotículas" de epidoto e "faíscas" de sericita e biotita pardo-verde.

Em quase tôdas as rochas examinadas, a biotita é do tipo pardo-verde. Excetua-se a amostra F4-67b, onde ela é pardo-vermelha. A clorita é muito

rara. A muscovita, em geral muito fina (sericita), parece ser do tipo ferrífero, levemente esverdeado. Dos acessórios comuns, a titanita aparece em agregados microgranulares (leucoxênio) e mais raramente como mineral detrítico bem individualizado. Apatita, turmalina e zircão parecem constituir sempre grãos clásticos, antigos minerais pesados do sedimento. O epidoto é sempre de origem metamórfica, provindo aparentemente do desdobramento da molécula de plagioclásio. Dos opacos, o mineral mais comum é a magnetita, seguida de pirita.

De um modo geral, pode-se concluir que as rochas estudadas se classificam como meta-arenitos impuros, variando de metagrauvaques até meta-arcózios. Sempre muito ricas de quartzo, graduam-se também para verdadeiros quartzitos, aumentando então o grau de recristalização (Fotomicrografia 2).

3. Quartzitos

Consideramos quartzitos as rochas metassedimentares portadoras de mais de 80% de quartzo em sua composição. Variam bastante de aspecto macroscópico, textura e composição. Estão bem representados no morro do Jaraguá onde os tipos variam de cinza compacto a branco friável, fino ou grosseiro e, às vèzes, levemente xistosos. Esta unidade litológica se sobrepõe aos meta-arenitos impuros em parte filíticos. Na zona em que faz contacto com a unidade inferior, o acamamento original pode se acentuar. Alguns dados microscópicos estão contidos na Tabela V.

TABELA V

Análises modais de quartzitos do Grupo São Roque

	F7-37	F7-37b	F4-53
Quartzo	96	88	82
Muscovita	3	11	13
Biotita	1	1	4
Apatita	pr	—	pr
Zircão	pr	pr	pr
Opacos	pr	—	1
Turmalina	pr	pr	pr

TABELA VI
Análises modais de filitos do Grupo São Roque

	F7-21	F7-44a	F7-44b	Cabelos Brancos	Rosário
Quartzo	20	40	35	38	35
Microclínio	pr	pr	pr	—	—
Muscovita	65	45	45	46	30
Biotita	1	1	2	—	—
Titanita	pr	pr	pr	—	—
Zircão	—	pr	—	—	—
Magnetita	4	3	5	1	5
Turmalina	10	1	pr	pr	pr
Clorita	—	—	1	5	20
Grafita	—	—	—	8	10
Apatita	pr	—	—	2	—

A rocha F7-37 tem textura granoblástica com grãos engrenados de $\pm 0,2$ mm (Fotomicrografia 2). A F-37b tem grãos de quartzo menores ($\pm 0,05$ mm) com alguns bem maiores ($+ 0,5$ mm), aparentemente relíquias, sobrevivendo a processos enérgicos de cataclase e microgranulação. A rocha F4-53 é um sericita quartzito bem orientado (xistoso), de granulação fina.

4. Filitos

Foram colhidas poucas amostras deste tipo de rocha, sempre muito intemperizada, frágil e de difícil laminação. As três primeiras composições da Tabela VI dizem respeito a amostras situadas dentro da área do mapa geológico, enquanto que as duas seguintes, pertencendo às faixas filíticas do morro dos

Cabelos Brancos (Est. Jundiá-Caieiras) e morro do Rosário (Gato Preto), localizam-se mais ao norte.

Em tôdas as amostras examinadas o quartzo é microgranular ($\pm 0,03$ mm) e acha-se associado intimamente à abundante muscovita (sericita), ou então, individualizado em pequenas lentes. Raramente se apresenta clástico, em grãos maiores. Biotita pardo-verde está presente nas amostras F7, mas cede lugar à clorita nas rochas do norte. A turmalina, freqüentemente reconhecida, chega, a alcançar concentrações elevadas (F7-21). Esta observação, aliada ao fato de se apresentar na forma de prismas idiomorfos, leva-nos a acreditar em sua remobilização ou origem pneumatólica.

Foram examinados os resíduos pesados, não magnéticos, das frações 0,053

TABELA VII
Composição de resíduos pesados de filitos do Grupo São Roque

	F4-34	F7-60c
Turmalina	80	60
Estaurolita	10	10
Sillimanita	pr	pr
Granada	pr	pr
Zircão	pr	20
Agregados opacos argilo-limoníticos	10	5
Epídoto	—	pr
Rutilio	—	5

a 0,250 mm de amostras de solo e filito moído com os resultados constantes da Tabela VII.

As proporções encontradas de turmalina e zircão são normais para filitos e mica xistos. Dos aluminossilicatos de interesse para a zoneografia metamórfica, sillimanita e granada ocorrem em quantidades tão pequenas que é razoável pensar-se que sejam restos detríticos ou produtos de contaminação. Já a estauroлита tem sua presença relativamente abundante, inexplicada nessas áreas, embora a amostra F4-34 se distancie pouco dos mica xistos ricos em estauroлита que afloram mais ao norte.

5. Mica xistos

Rochas metassedimentares pelíticas, de granulação grossa, são abundantes em toda parte noroeste do mapa geológico. Comumente, exibem nítida estratificação, caracterizada por camadas micáceas intercaladas a quartzosas. Como decorrência de alteração incipiente, mostram sempre cores avermelhadas ou amareladas. Manchas lenticulares brancas, representando provavelmente sillimanita esmagada e sericitizada, ao lado de pequenos glóbulos escuros de granada limonitizada e horizontes ricos de estauroлита ocorrem nessas rochas com grande frequência (Foto 4). Em zonas mais deformadas, desenvolvem forte corrugamento em escala de amostra manual e dobras apertadas em escala de afloramento. Este fato é facilmente observado, por exemplo, ao longo da via Anhanguera, ao norte do rio Juqueri e próximo ao contato do granito do Tico-Tico. Algumas análises modais foram executadas, estando os resultados obtidos na Tabela VIII.

As amostras F5-1, F6-1 e F6-2 foram pequenas inclusões no interior do maciço granítico da Cantareira.

As amostras F5-1 e F6-1, a primeira aflorando na estrada para Santa Inês e a segunda nas proximidades da represa do Engordador, mostram textura decusada com tendência à lepidoblástica. A granulação é média, ao redor de 0,2-0,4

TABELA VIII
Análises modais de mica xistos do Grupo São Roque

	F5-1	F6-1	F6-2	F4-1a	F4-1b	F4-1c	F4-25a	F4-25b	F4-25c	NE-P	Anh. 2
Quartzo	37	30	37	34	41	40	40	58	40	49	20
Plagioclásio			16		pr						
Biotita	17	24	32	19	42	11	3	20	10	16	32
Muscovita	44	39	15	36		41	39		38	25	38
Sericita							4			4	
Sillimanita	pr	pr		3	13	1			6	2	
Turmalina		pr	1	2	1	pr			1	2	8
Granada		1		2	2	1		pr			
Opacos	2	6	pr	4	1	6	4	pr	5	2	
Zircão		pr			pr	pr					pr
Andaluzita											pr
Estauroлита					pr	pr					pr
Apatita			pr			pr	10	22			

mm, contudo, porfiroblastos de muscovita, cortando sempre a xistosidade principal, alcançam dimensões em torno de 5 mm. O quartzo na matriz é granular, podendo ocorrer disperso, ou então, concentrado em camadas. A biotita é parda, passando a amarelada, com função de caulim e limonita (opaco de rocha), quando a rocha se altera intempericamente. A sillimanita se apresenta na forma de agulhas inclusas em quartzo e muscovita (ver Fotomicrografia 29).

A amostra F6-2, situada na Pedreira Cantareira, constitui um dos raros tipos de rocha pelítica que se encontra absolutamente fresca na região. Sua textura é granoblástica e lepidoblástica fina (Fotomicrografia 3), 0,05 a 0,1 mm. O plagioclásio, oligoclásio An₁₇₋₂₀, mostra tendência porfiroblástica-poiquioloblástica e, por vezes, chega a se concentrar em determinados níveis. Em geral, as inclusões são de quartzo, turmalina, grafita (opaco) e sillimanita.

O quartzo ainda se concentra em camadas, acentuando a estratificação original. Biotita (pardo-avermelhado) e muscovita distribuem-se por toda a rocha, o mesmo sucedendo com a turmalina (parda). A rocha não mostra qualquer vestígio de uma possível cataclase anterior ou posterior à recristalização.

As rochas F4-1a, F4-1b e F4-1c foram colhidas na estrada de Campinas nas proximidades do córrego Andando a E e ESE de Perus.

A amostra F4-1a é um mica xisto grosseiro, de textura lepidoblástica, intensamente intemperizado. A granada permanece como pseudomorfos limonitizados. Quartzo forma agregados granulares intercalados por fôlhas micáceas. A sillimanita ocorre em agregados lenticulares fibrosos, róseo-pardos (Fotomicrografia 4). Uma profusão de acículas emergem desses agregados e penetram nos minerais vizinhos, principalmente quartzo.

A amostra F4-1b constitui o mesmo mica xisto "hornfels" já descrito por outros autores (Franco, 1958, p. 47; Cordani *et al.*, 1963, p. 365). O exemplar analisado, apresentando textura grano-

blástica a porfiroblástica grosseira e leve xistosidade macroscópica, exhibe as relações minerais conhecidas daqueles autores. Registramos a ocorrência nesta amostra, assim como em 3 outras laminadas, de quantidade mínimas de estauroлита, na forma de minúsculos grãos arredondados, parecendo estar em vias de dissolução completa. A sillimanita, formando tufos de fibras, parece substituir a biotita. Magnetita é o principal mineral opaco, enquanto que a granada é da variedade almandina. A observação de Cordani *et al.*, (1963) de que esse tipo "hornfêlsico" ocorre em faixa contínua E-W, de 2 km de comprimento, já havia sido comunicado ao autor pelo sr. Haroldo Melo.

Confirmamos o fato, mas não foi possível estabelecer detalhes concernentes às relações entre a faixa "hornfêlsica" e as intrusões graníticas próximas. Existem pegmatitos distribuídos irregularmente por toda a área e o granito do morro do Tico-Tico encontra-se relativamente afastado desse ponto. Não temos uma explicação plausível para a regularidade com que essa faixa se diferenciou, texturalmente e de maneira drástica, de suas congêneres xistosas.

A amostra F4-1c, provavelmente, é a mais representativa para os mica xistos da área estudada. Sua textura é lepidoblástica e a granulação da ordem de 0,3 mm. As micas se isorientam entre concentrações de quartzo pavimentoso. Muscovita, em parte, e granada (almandina) formam porfiroblastos, incluindo numerosos grãos de quartzo e agulhas de sillimanita. As inclusões podem se orientar em superfície sinuosas nem sempre coincidentes com o acamamento e xistosidade da rocha. A sillimanita se concentra em lentes fibrosas, achatadas no plano da xistosidade.

As amostras F4-25 provêm das imediações do obelisco, situado no km 29,5 da via Anhanguera.

A amostra F4-25a, de textura lepidoblástica, compõe-se de porfiroblastos de estauroлита, mais ou menos deformados e sericitizados, imersos numa matriz de granulação média (0,2 a 0,5 mm), cons-

tituída de quartzo pavimentoso e muscovita (Fotomicrografia 5). A biotita, do tipo pardo vermelho, ocorre raramente. A amostra F4-25b, extraída do mesmo local, porém, em diferente horizonte, exibe textura porfiroblástica-poiquiloblástica (Fotomicrografia 6). Deformação pós-cristalina não foi reconhecida e xistosidade é praticamente ausente. Estaurolita é o mineral que cristaliza em maiores dimensões (2 mm), mostrando estrutura em peneira e numerosas inclusões de quartzo. Suas propriedades ópticas determinadas foram:

$N_x = 1,742$ X — incolor

$N_y = 1,748$ Y — amarelo claro

$N_z = 1,754$ Z — amarelo vivo

$$2V(X) = 86^\circ$$

$$r > V$$

Em amostra do mesmo local, foi observada a presença de porfiroblastos de granada parcialmente limonitizados. O índice obtido, $N = 1,82$, permite situar o mineral dentro do campo da almandina.

A amostra F4-25c é um mica xisto, de granulação grossa e textura lepidoblástica, semelhante às anteriores. Como feição microscópica mais importante, ressalte-se a presença de restos de sillimanita prismática imersa em agrupamento fibroso do mesmo mineral, formando o conjunto lenticulas paralelas à xistosidade local. É comum a presença de turmalina verde, de formação aparentemente clástica, recristalizada. A amostra NE-P, situada fora da área abrangida pelo mapa geológico, foi coletada a NE da vila de Perus, junto a uma pequena elevação à margem esquerda do ribeirão Pinheirinhos. Como usual, a textura é lepidoblástica, predominando muscovita e quartzo. No entanto, o que desperta a atenção nesta rocha é a presença de muscovita ao lado de um agregado muito fino de sericita, for-

mando o conjunto corpos lenticulares achatados paralelamente à xistosidade. Este aspecto é comum aos mica xistos grosseiros da região, bem como aos presentes na zona sul do mapa e incluídos dentro do Complexo Cristalino. A observação microscópica sugere que a sericita das lentes resultou da alteração retrometamórfica da sillimanita. Em uma transformação isoquímica, seria de se esperar a formação de pirofilita preferencialmente à sericita, esta implicando em adição de potássio. Como esses minerais são praticamente indistinguíveis ao microscópico, julgamos interessante recorrer à difratometria de raios X com vistas a uma determinação definitiva. Os resultados comprovaram a natureza sericitica (muscovita) dos agregados finos. (Figura 4).

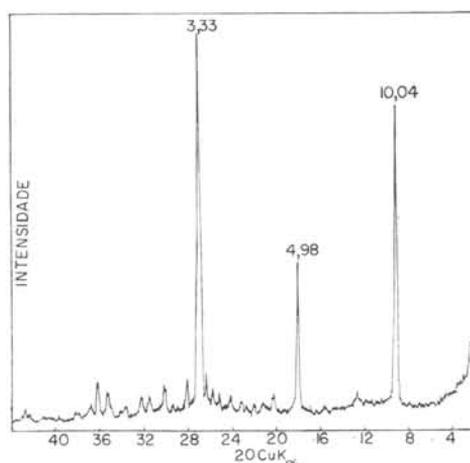


Fig. 4 — Difratograma de sericita

A amostra Anh. 2 corresponde a um mica xisto altamente turmalinizado, o que não é raro na região. A textura é lepidoblástica e a granulação variável entre 0,3 e 0,5 mm. A turmalina é pardo-esverdeada com $N_o = 1,657$, o que indica uma schorlita magnesiana (Winchell e Winchell, 1951, p. 466).

Nesta rocha ocorre um mineral que se supôs fosse andaluzita. As propriedades ópticas foram obtidas precariamente, dada as dimensões extremamente pequenas dos cristais (0,01 mm).

O mineral é incolor, aparentando índices altos ($n_1,70$) e birrefringência relativamente baixa ($n_0,010$). Quanto ao hábito, nota-se uma tendência prismática pouco acentuada com N_x no alongamento. Ocorre em ninhos dentro da muscovita, parecendo mesmo ter-se formado às suas expensas.

Com o propósito de encontrar minerais índices para zonas metamórficas, foram separados os constituintes pesados de aluviões e solos de diversos pontos na área de mica e xistos. Os resultados obtidos, excluídos os minerais micáceos e magnéticos ao ímã manual, são os seguintes:

1 — Via Anhanguera, confluência com a estrada para Santana do Parnaíba. Solo. Fração 0,125 a 0,250 mm, não magnética. Grãos observados: aproximadamente 500.

Mineral	%
Estaurolita	98
Sillimanita (fibrolita)	1
Turmalina	1
Hornblenda	pr
Cianita	pr

2 — Rio Juqueri, 1,5 km a este da via Anhanguera. Alúvio. Fração 0,125 a 0,250 mm, não magnética. Grãos observados: aproximadamente 500.

Mineral	%
Estaurolita	60
Turmalina	30
Anfibólio incolor	5
Sillimanita	4
Sillimanita (fibrolita + muscovita)	4
Epídoto	2
Cianita	pr
Granada	pr
Zircão	pr

3 — Córrego Itaim junto à via Anhanguera. Alúvio. Fração 0,052 a 0,125 mm, não magnética. Grãos observados: aproximadamente 1.000.

Mineral	%
Estaurolita	90
Turmalina	5
Granada	2
Zircão	2
Sillimanita (fibrolita)	pr
Sillimanita	pr
Hornblenda	pr
Anfibólio incolor	pr

4 — Rio Juqueri, sob a ponte da via Anhanguera. Alúvio. Fração 0,125 a 0,250 mm, não magnética. Grãos observados: aproximadamente 500.

Mineral	%
Estaurolita	70
Turmalina	20
Zircão	4
Granada	3
Sillimanita	2
Epídoto	1
Hornblenda	pr
Andaluzita	pr

5 — E.F. Perus-Pirapora, 2 km a este da via Anhanguera. Solo. Fração 0,052 a 0,125 mm e 0,125 a 0,250 mm, não magnética. Grãos observados: aproximadamente 1.000.

Mineral	%
Turmalina	30 e 40
Sillimanita (fibrolita)	45 e 20
Estaurolita	20 e 30
Zircão	5 e 10

Em tôdas as frações de amostras coletadas a sudoeste do corpo granítico do Tico-Tico, observou-se a presença constante e ponderável de estaurolita, caracterizando uma zona metamórfica. Dos demais minerais presentes, apenas

a turmalina é abundante, tendo origem certamente nos mica xistos e camadas quartzosas intercaladas. A mesma explicação é válida para os minerais menos comuns, como sillimanita, zircão e granada. O último mineral deveria ser encontrado com maior frequência nos solos eluvionares, entretanto, somente foi identificado nas frações de aluvião. A experiência prévia em lâminas delgadas demonstrou que a granada destes xistos é facilmente intemperizada, destruindo-se parcialmente já no horizonte C. Assim, explica-se sua ausência dos solos. Acreditamos, porém, que em determinados locais, em razão de condições topográficas especiais, a granada possa ser rapidamente desagregada da rocha semi-intemperizada e incorporada aos aluviões, quando então é conservada fresca por mais tempo. Minerais como hornblenda e epidoto devem provir dos numerosos corpos anfibolíticos da área. Finalmente, uma fração muito pequena de cianita e andaluzita tanto poderiam indicar presença em condições metaestáveis nos xistos ou ainda contaminação de sedimentos das camadas de São Paulo.

6. Rochas calcosilicáticas

Ocorrem na região, concentradas ao redor do corpo granítico de Taipas em camadas intercaladas nos xistos pelíticos. A ocorrência da pedra Pecciacco em Perus já foi descrita por Franco (1958, pp. 42-46) e Hassui (1963, p. 91). Entretanto, deve-se a Cordani, Gomes e Girardi (1963) um trabalho petrográfico geral e comparativo, abrangendo tais rochas por toda a auréola de Taipas.

Em nosso levantamento, descobrimos três novas zonas de ocorrências, uma no contato perto do ponto 3 de Cordani *et al.* (1963) e as outras duas a 1 km e 2,5 km a oeste do contato granítico.

Este tipo litológico, rochas cálcio-silicatadas para alguns e "hornfels" calcosilicáticos para outros (Heinrich, 1956, p. 198) também poderia ser de-

nominado com propriedade tremolita xisto. Nêle predomina um anfibólio em prismas isorientados com propriedades ópticas enquadráveis na série tremolita-ferroactinolita. Trata-se de rocha exibindo nítido acamamento macroscópico preponderando os tons cinzas nas camadas mais ricas de anfibólio, quartzo ou feldspatos, e esverdeados nas ricas de diopsídio e epidoto.

A textura é inteiramente cristaloblástica, com componentes perfeitamente ajustados e engrenados, o que explica de certo modo a grande solidez e resistência da rocha ao intemperismo. Em geral, a granulação é muito fina, ao redor de 0,02 mm. Qualquer dos minerais comuns pode assumir dimensões maiores, entre 0,5 e 5 mm, formando porfiroblastos-poiquiloblásticos que, geralmente, se distribuem pelas camadas sem isorientação cristalográfica aparente.

Numerosas espécies minerais têm sido encontradas em rochas calcosilicatadas (Williams, Turner e Gilbert, 1954, pp. 191-194). Na área de Perus-Taipas, Cordani *et al.* (1963) assinalaram cerca de vinte. Em nossas três lâminas, verificamos as associações dadas na Tabela IX. Evidentemente, só de maneira muito grosseira darão uma idéia da composição da rocha, visto que as seções pouquíssimas vezes abrangem mais que dois ou três estratos.

Quartzo, plagioclásio e microclínio, o último muito frequente, são os principais componentes síalicos. Os feldspatos não são geminados, ou então, mostram raras e vagas traves de geminação. O plagioclásio, nas duas lâminas em que ocorre, parece corresponder a um termo albitico, mas Cordani *et al.* (1963) consideram-no variável de oligoclásio a labradorítico, variação relacionada provavelmente à composição total no estrato.

Os índices que obtivemos, tanto em anfibólios como em piroxênios, indicam composições mais ferríferas do que os registrados no estudo daqueles autores. Os primeiros seriam uma tremolita-actinolita com cerca de 25-30% de ferro-actinolita e o segundo correspondente

TABELA IX

Análises modais de rochas calcossilicáticas do Grupo São Roque

	F4-86	F4-97	F4-128
Quartzo	8	5	3
Microclínio	24	13	15
Plagioclásio	—	2	2
Diopsídio	12	—	—
Tremolita			
actinolita	54	61	60
Titanita	1	1	—
Calcita	pr	—	—
Granada	—	3	—
Epídoto	—	15	20
Opaco	1	—	—

Determinações ópticas

Diopsídio	2V(Z)	56°		
	Z:c	42°		
	N _{z'}	1,708		
Tremolita actinolita	2V(X)	80-85°	75-80°	75°
	Z:c	15°	17°	6°
	N _{z'}	1,649	1,653	1,653
Granada	N	1,775		

F4-86 — Blocos perto de afluente esquerdo do ribeirão São Miguel a 2,3 km ao sul da estrada de rodagem Perus-Parnaíba e 2,6 km a oeste da EFSJ.

F4-97 — Numerosos blocos espalhados à margem esquerda do ribeirão do Perus, 3 km ao sul da Vila de Perus.

F4-128 — Ribeirão São Miguel, 2,8 km ao sul da Vila de Perus, associado a anfibólio xistos.

a Wo₄₇ En₄₄ Fs₉ (cf. Deer *et al.*, 1963, p. 132).

O epídoto é do tipo cálcico, de baixa birrefringência. A calcita aparece em grãos intersticiais e, segundo Cordani *et al.* (1963), pode dominar em algumas camadas. A existência de zonas mais intensamente carbonáticas foi também por nós comprovada macroscopicamente, tanto na Pedreira Peccicacco, como em afloramentos esparsos nas vizinhanças da Estrada de Campinas.

A granada na paragênese calcossilicática e com o índice de refração de 1,775 só pode pertencer a um termo rico da molécula de grossulária. As possibilidades teóricas limitam-se a Gr₅₀₋₇₅

And₁₀₋₂₅ Al₀₋₂₂ Sp₀₋₂₅ Pi₀₋₂₅ (cf. Kennedy, 1947 in Tröger, 1956, p. 12).

Compartilhamos da idéia de Cordani *et al.* (1963, pp. 371-372) de que as rochas calcossilicáticas estudadas deviam provir da ação de contato de granitos sobre lentes de calcários magnesianos impuros. Apontamos, entretanto, dois fatos ainda não bem esclarecidos:

1 — É improvável que um horizonte calcáreo em toda a área estudada devesse se situar apenas e por coincidências nas imediações da pequena bossa de Taipas. Em nosso levantamento, efetivamente, localizamos as rochas calcossilicáticas na auréola mencionada. Observamos porém, uma ocorrência afastada de 2,5 km do contato granítico, sendo possível que, com melhores condições de levantamento, outras mais afastadas ainda, venham a ser descobertas.

2 — Pelo menos em duas ocorrências, em meio a mica xistos, as rochas

calcossilicáticas parecem passar gradualmente a hornblenda xistos e destas para anfíbolitos normais.

Sugerimos uma gênese alternativa embora mais complexa. As rochas calcossilicáticas resultariam de reações metasomáticas entre anfíbolitos e mica xistos. Os primeiros cederiam especialmente Fe e os últimos K e, talvez, Si. As reações se efetuariam essencialmente em um substrato anfíbolítico que conserva assim os traços da rocha original, anfíbólica e xistosa. Aparentemente, a composição química das rochas calcossilicáticas, deduzível da mineralógica, suporta a hipótese. Antes porém de se tentar descrever qualquer mecanismo geoquímico, é necessário esclarecer ainda certos fatos geológicos, como, por exemplo, a ocorrência de corpos concentrados em auréola de granito.

Rochas granitóides

Embora ocupando a maior área de exposição dentro do Grupo São Roque no mapa geológico anexo, foram os granitos e rochas plutônicas similares as mais superficialmente examinadas ao microscópio. Deve-se isto ao fato de já terem sido discutidas por outros autores, cabendo aqui salientar Moraes Rêgo e Souza Santos (1938), e Ellert (1964). Não nos deteremos igualmente no estudo microscópico de pegmatitos e granitos turmaliníferos, cuja escala de representação é incompatível com a do mapa geológico. Na área mencionada, os primeiros ocorrem abundantemente por toda a área de mica xistos grosseiros ao sul do rio Juqueri, formando corpos irregulares ou tabulares preferencialmente concordantes com as encaixantes regionais. Nas demais áreas, diques de pegmatitos e aplitos são numerosos apenas em certas zonas dentro do granito da Cantareira. Mais raramente também aparecem nas encaixantes metassedimentares perto dos contatos com o mesmo granito.

Os granitos turmaliníferos ocorrem com maior frequência na área ao sul de Perus. Alguns pormenores de sua composição heterogênea e de sua espe-

tacular estrutura fluxionar, convulsional e rítmica já foram descritos por Hasui (1963). Entretanto, pouco ou nada se sabe sobre a origem desses granitos, cujas particularidades não encontramos reproduzidas na literatura mundial, salvo, parcialmente, em trabalho sobre pegmatitos de Dakota do Sul nos Estados Unidos da América (Orville, 1960) e em Cornwall, Inglaterra.

Cordani *et al.* (1963, p. 367) consideram que os granitos turmaliníferos de Perus estejam ligados geneticamente ao granito Pirituba, sendo que sua frequência excepcional na região, a N da bossa granítica (Taipas), provavelmente significa uma imposição estrutural ligada a uma zona de maior fraqueza das encaixantes (falhas e fraturas atribuíveis à feição de "tectônica de intrusão").

Também Ellert (1964) indica uma tal relação. Esse autor encontrou os mesmos granitos e pegmatitos em uma faixa contínua desde Perus para NE, sempre na zona de contato norte do granito da Cantareira. Acredita esse autor que aquelas rochas representam fase pneumatolítica-hidrotermal, fechando o ciclo de atividade magmática.

As rochas dominantes nos corpos da Cantareira, Itaqui, Taipas, Itaim e minúscula apófise a 1,5 km a SE de Perus (assinalada por Hasui, 1963 e Cordani *et al.*, 1963) assemelham-se muito entre si. São os típicos granito Pirituba, termo consagrado por Moraes Rêgo e Souza Santos (1938), da localidade típica. São granitos porfiríticos, de granulação grossa, exibindo cristais maiores de microclínio róseo, creme ou branco imersos em massa fundamental quartzo-feldspato-biotítica.

Transcrevemos na Tabela X os dados microscópicos obtidos em exemplares do maciço de Itaqui.

A granulação média da massa fundamental nas amostras examinadas varia de 1 a 4 mm. Na amostra T2-39, os cristais maiores de microclínio atingem dimensões da ordem de 5 a 10 mm, mas para o interior do corpo granítico alcançam até 50 mm.

TABELA X

Análises modais de rochas granitoides do Grupo São Roque

	F7-61a	T2-39	T2-40
Quartzo	16	22	27
Microclínio	25	23	21
Plagioclásio	49	49	46
Biotita	2	4	3
Clorita	pr	—	—
Epídoto	3	1	2
Titanita	pr	pr	pr
Sericita	5	—	pr
Opaco	pr	pr	pr
Allanita	—	pr	pr
Apatita	pr	pr	pr

Determinações ópticas

		F7-61a	T2-39	T2-40
Plagioclásio	An	10	15-20	10-15
Microclínio	2V(X)	—	—	74-77°
Biotita		pardo vermelha	pardo vermelha	pardo vermelha

F7-61a — Granodiorito milonítico, Blocos "in situ". Estrada do Mutinga junto à ponte ao sul do Jardim D'Avila.

T2-39 — Granodiorito porfirítico. Matações na Via Castelo Branco, norte de Quitaúna.

T2-40 — Granodiorito equigranular. Afloramento "in situ". Via Castelo Branco, norte de Quitaúna.

A composição observada é granodiorítica, porém, não se exclui a possibilidade de uma gradação para termos adamellíticos no interior do maciço, como observou Ellert (1964) na Cantareira e Mairiporã.

As amostras T2-39 e T2-40 exibem típica textura hipidiomórfica granular (Fotomicrografia 7).

Na amostra F7-61a, essa textura ainda é visível, não obstante as deformações e microgranulações pós-cristalinas terem apagado muito de sua nitidez. O plagioclásio, freqüentemente zonado, mostra visível tendência ao idiomorfismo (placas 010) e constitui certamente o mineral que inaugurou a cristalização entre os componentes síalicos. Sua composição varia de An₁₀ a An₂₀, sendo, portanto, inferior aos limites An₂₀-An₃₀ encontrados por Ellert (1964) na Cantareira. São mais sódicos e lípidos os plagioclásios de uma segunda geração de cristais menores, bem como a última capa de cristais sericitizados inclusos em microclínio. A geminação comumente

observada é a polissintética (lei da Albita), por vêzes, associada a Carlsbad. Como de hábito, estruturas mirmequíticas se desenvolvem nos contatos entre plagioclásio e microclínio.

O quartzo parece ser o segundo mineral na seqüência de cristalização. Na lâmina de rocha menos deformada, tende a formar grãos globóides. Nas demais lâminas, o quartzo se acha parcial ou totalmente cominuído em massa mais fina milonítica ou recristalizado em grãos maiores de contornos suturados.

O feldspato potássico contém tôdas as características de cristalização tardia. Apresenta nítidas traves de germinação e 2V relativamente alto, caracteres comuns a microclínio de alta triclinicidade cristalizado à temperatura comparativamente baixa. Ao microscópio, pode se apresentar desde pequenos cristais ramificados e intersticiais até megacristais muito bem formados.

Em cortes da Via Castelo Branco, é possível retirar-se da areia de semi-decomposição, cristais maiores perfeitos,

geminados ou simples (Foto 5). Nos cristais simples, o hábito é alongado segundo *a*, mas, normalmente, apresenta-se geminado segundo Carlsbad, o que provoca achatamento segundo (010) e alongamento segundo o eixo cristalográfico *c*.

Em 52 exemplares coletados, foram observados os seguintes hábitos:

Geminados Carlsbad, achatados segundo 010 — 41

Cristais simples, achatados segundo 010 — 1

Cristais simples, alongados segundo *a* — 10

O perfeito idiomorfismo dos cristais maiores não implica em cristalização inicial, pois tanto macroscópica, como microscópicamente, nota-se a presença de grande proporção de inclusões, por vezes arredondadas, de quartzo, plagioclásio, biotita, etc., sugerindo arranjo geométrico.

Esses fatos indicam cristalização tardia e não necessariamente metamórfica como querem muitos autores. Acreditamos que o idiomorfismo quase perfeito, com terminações facetadas, apresentado por cristais de mineral com tão pequena "fôrça" de cristalização não se coadunam com cristalização em meio inteiramente sólido. Além do mais, o arranjo freqüentemente exibido pelas inclusões, paralelas aos contornos geométricos do hospedeiro, indicam uma certa mobilidade do meio durante o crescimento do cristal.

Nos granitos cizalhados e gnaisses da borda sul, nos maciços da Cantareira e Itaquí, o microclínico tem progressivamente, por efeito de fricção tectônica, atenuado suas arestas, arredondado seus cantos e diminuído seu tamanho.

O mineral é moderadamente pertítico com vênulas ou lentes muito delgadas de albita orientadas em diversos planos.

A biotita é o único representante máfico primário reconhecido nas lâminas. Na amostra mais deformada, encontra-se em vias de cloritização.

A cor pardo-esverdeada habitual da biotita não nos parece secundária como

querem alguns. Em nossa opinião, essa cor depende mais da temperatura de formação, estando ligada a uma maior riqueza de ferro férrico em detrimento do magnésio e/ou titânio, estes condicionando a cor pardo-vermelha usual nas biotitas de alto grau metamórfico ou magmas mais quentes. Observe-se que, segundo informações de Penalva e Hasui (no prelo), o granito do Tico-Tico, formado em meio a mica xistos de grau metamórfico relativamente alto, mostra biotita pardo-vermelha.

Nos adamellitos de Itaquí não foram diagnosticados anfibólitos, também ausentes na Cantareira (cf. Ellert, 1964; Moraes Rêgo e Souza Santos, 1938). Entretanto, na área do mapa geológico, ao norte do rio Tietê, no Bairro dos Pimentas, ocorrem granitos tipo Pirituba, contendo hornblenda, mineral comum na faixa gnáissica intermediária ao sul do rio Tietê e em alguns corpos granodioríticos no complexo metamórfico.

Metabasitos

1. *Anfibolitos*

Na área do Grupo São Roque, abrangida pelo mapa geológico, foram assinalados quatro corpos maiores de anfibolitos, ocorrendo todos em áreas de domínio de filitos. A cor da rocha fresca é preta, algo esverdeada, e a granulação variável de fina a grossa. A alteração produz, em determinados horizontes, argila verde-amarelada clara, passando superiormente a solos amarelo-avermelhado, vermelho, vermelho escuro e concreções limoníticas. Embora pequenos demais para se representar no mapa geológico, numerosos outros corpos dessas rochas ocorrem espalhados por toda a região, introduzidos em metaconglomerados (Coutinho, 1955, p. 25), meta-arcózios, filitos, xistos e quartzitos, e mesmo em granitos (Ellert, 1964). Pequenos blocos, arredondados, não maiores que 30 cm, de argila esverdeada, aparentemente anfibolitos alterados, são encontrados dentro dos mica xistos a oeste de Perus. Em alguns casos, como

o do corpo do km 22,5 da via Anhanguera (Foto 6), estrada de Perus junto ao córrego São Miguel e mesmo o do grande corpo do Jaraguá, é possível suspeitar da existência de contatos de falha, pelo menos em um dos seus lados. Em outros casos, os anfibólitos ocorrem como lentes em "boudinages" (Foto 7), concordantes com as encaixantes, para as quais passam através de tómos mais finos e xistosos.

Por vêzes, mesmo no interior dos corpos, é possível reconhecer-se uma fraca orientação preferencial de seus elementos. Normalmente, a côr escura uniforme e textura granular impedem a determinação de atitudes, que se destacam pouco melhor em afloramentos intemperizados. Em tôdas as nossas anotações, bem como em observações de Ellert (1964), a xistosidade e lineação subhorizontal coincidem com as da rocha encaixante.

Composições mineralógicas, extraídas de oito amostras, são fornecidas na Tabela XI, juntamente com as propriedades ópticas de alguns minerais dessas rochas.

Não foram analisadas amostras do grande corpo anfibolítico do Jaraguá, já descritas e interpretadas por Gomes (1962) e Gomes *et al.* (1964).

Todavia, da comparação dos dados contidos nesses trabalhos e em Coutinho (1955, pp. 24-27) com os atuais, resulta clara uma série de feições microscópicas que distinguem os anfibólitos do Grupo São Roque dos demais encontrados no Complexo Cristalino.

Assim, nas rochas de granulação grossa (1 a 5 mm), os anfibólitos são porfiroblastos-poiquiloblásticos, cravejados de minúsculos cristais de quartzo e penetrados por ripas de feldspato (textura blastofítica). Comumente, os anfibólitos se apresentam deformados e esfiapados em suas terminações, libertando fibras que se encontram também na massa de cristais circunjacentes. Distinguem-se dois tipos principais, com tómos intermediários de anfibólito: um é quase incolor a verde muito pálido e o outro apresenta pleocroísmo amarelo a verde-azul em tonalidades variáveis. Em algu-

mente um ou outro tipo mas, em regra, coexistem os dois, estando o tipo colorido representado nas fibras isoladas da massa fina, em capas irregulares nos porfiroblastos e em manchas no seu interior, junto à clivagem, fraturas e inclusões. Nestes casos, o anfibólito colorido das bordas se mantém em continuidade óptica e morfológica com o núcleo pálido. O anfibólito colorido apresenta 2V menor e índices maiores que os da variedade pálida. Quando lado a lado, observa-se que a birrefringência do colorido é ligeiramente mais baixa, o mesmo acontecendo com o ângulo de extinção Z:c.

O quartzo, geralmente em quantidades subordinadas, ocorre isolado na massa fina, concentrado em pequenos agregados monominerálicos, ou então, na forma de inclusões minúsculas no anfibólito poiquiloblástico.

O epídoto apresenta-se em cristais informes comumente associados aos plagioclásios.

O opaco é normalmente titanomagnetita. Ocorre em pequenos grãos espalhados na matriz ou inclusos nos anfibólitos. Por vêzes, seu tamanho é maior e então tende a exibir hábito poiquiloblástico ou esquelético. Comumente está envolto em uma capa de titanita microgranular (leucoxênio). A clorita quando aparece é nitidamente secundária, derivada da alteração dos minerais máficos.

Os efeitos cataclásticos do metamorfismo dinamoeternal são mais evidentes nos plagioclásios. Via de regra, estes se apresentam microgranulados, formando uma farinha fina (0,02 a 0,5 mm) onde se percebe de raro em raro áreas com extinção estatisticamente homogêneas. É muito difícil a obtenção do conteúdo de anortita nesses aglomerados. Em alguns casos, percebe-se por diferenças de relêvo que são heterogêneos, quanto à composição. Alguns grãos irregulares e maiores deixam perceber geminação polissintética com linhas sinuosas ou trêmulas nos contatos das traves. O cristal se comporta como um mosaico de indivíduos em orientação

cristalográfica sub-paralela, possivelmente resultado de choque, estilhaçamento e recristalização incipiente. Em algumas amostras, representando possivelmente zonas menos afetadas pela cataclase, os feldspatos tendem nitidamente às formas de ripas com geminações complexas e bem definidas (Fotomicrografia 8). Porém mesmo nestes casos, eles não se isentam de deformações internas e irregularidades nos contornos sempre penetrados por acículas de hornblenda.

Na rocha F7-63, situada a poucos metros do contato com o granito Cantareira, bem como nas amostras M10-K33 e F4-109, inclusas em mica xistos e a pequena distância do granito do morro do Tico-Tico, observam-se mudanças distintas. O anfibólio é da mesma variedade verde-azul, mas seus contornos têm mais continuidade (Fotomicrografia 9). Na amostra M10-K33, o plagioclásio forma um mosaico granoblástico de cristais não geminados, bem definidos. A titanita pode aqui ocorrer em navículas. Em F7-63, os epidotos se apresentam em bastonetes idiomórficos. Além disso, o plagioclásio é límpido e desenvolve-se biotita pardo-vermelha, suposta de temperatura de formação mais elevada. Finalmente, na amostra F4-109 (Fotomicrografia 10), o plagioclásio se apresenta em três formas inusitadas: a) cristais pequenos, idiomórficos e bem geminados; b) grandes grãos de contorno irregular, poiquiloblásticos, incluindo cristais do primeiro tipo; e c) associação mirmequíticas com quartzo em corpos isolados ou franjando os cristais do segundo tipo. Entre os opacos, ocorre pirrotita, excepcionalmente magnética. A magnetita, sempre associada à titanita granular, aparece em grandes cristais esqueléticos, envolvendo quartzo e hornblenda.

Nessas três ocorrências, acredita-se, pelos dados mineralógicos e texturais obtidos, que a temperatura de recristalização tenha atingido níveis mais elevados, seja por ação termal de intrusivas próximas, seja por aumento do grau metamórfico regional. A esta altura ainda se fazem necessárias algumas

considerações de ordem mineralógica com vistas a uma comparação com os resultados obtidos por Gomes (1962).

Como é sabido (Winchell e Winchell, 1951, p. 434; Tröger, 1956, p. 77; Deer *et al.*, 1963, vol. 2, p. 295 e outros), as hornblendas admitem uma variação óptica contínua dos termos magnesianos aos ferrosos e férricos. Os primeiros se caracterizam por 2V maior e índices de refração menores e os últimos, por 2V menor e índices mais altos. Na Fig. 5, relacionando essas duas propriedades acrescentamos os dados deste trabalho (quadrados e cruces) aos de Gomes (círculos), obtidos em anfibólitos do Jaraguá, supostos da mesma idade e condições de formação.

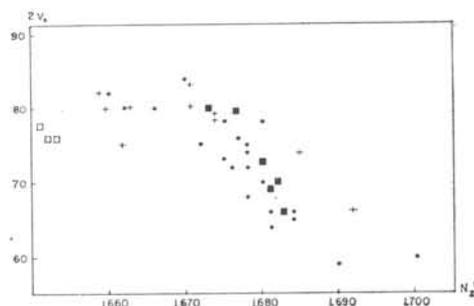


Fig. 5 — Correlação entre 2V e índice de refração (N_z) em anfibólitos de anfibólitos em São Paulo e arredores. Círculos: dados de Gomes (1962) em anfibólitos do Jaraguá. Quadrados: dados deste trabalho em outros anfibólitos nas vizinhanças. (Quadrados cheios: anfibólitos verde-azuis; quadrados vazios: anfibólitos pálidos.) Cruces: anfibólitos no Complexo Cristalino.

Ressalvadas as possibilidades de erros nas determinações e falta de maior número de dados em anfibólitos de baixo índice, o gráfico parece indicar que os anfibólitos coloridos são membros de uma série independente da dos pouco coloridos. Esta impressão é reforçada pelas feições microscópicas.

Shidô (1958) também observa em xistos básicos de baixo grau metamórfico as mesmas relações entre o que classifica de actinolita e hornblenda. Interpreta-as como indicativas de um hiato de miscibilidade entre as duas espécies de anfibólio, cristalizadas em equilíbrio a baixas temperaturas. Em grau metamórfico mais alto, o hiato desaparece

e a hornblenda, de composição provavelmente tschermakística, torna-se o único anfibólio estável (Miyashiro, 1958). A partir de análises modais e químicas de rocha total Gomes *et al.* (1964) extraíram as composições para o anfibólio do Jaraguá, concluindo tratar-se de hornblenda comum. Evidentemente, este é um dado prévio necessitando verificação através de análises de anfibólios separados, trabalho que vem sendo efetuado por aquele mesmo autor.

Outro ponto que exigiria estudo cuidadoso é o da variação da composição química dos plagioclásios. Em sete amostras aqui analisadas o plagioclásio varia de An₂₀ a An₆₈. Em quarenta outras, no corpo do Jaraguá, Gomes (1962) encontra a extrema variação de An₁₃ a An₈₀. Este autor sugere uma explicação bastante plausível: nas imediações dos contatos com o batólito granítico, a hornblenda se recristalizaria tornando-se mais ferrífera, libertando então cálcio que é cedido aos plagioclásios. Além disso, sugere que plagioclásios do corpo suposto composicionalmente heterogêneo reagiriam de maneira diferente em relação ao processo dinamotermal. Áreas de plagioclásios mais cálcico, sofreriam em menor escala os efeitos do metamorfismo, conservando composições próximas das originais. Em zonas mais xistificadas, a molécula cálcica se torna instável e o plagioclásio adquire composição mais sódica.

Esse mecanismo funcionaria bem para o corpo do Jaraguá, mas parece não se aplicar ao restante da área. Anfibólitos semi-xistosos (F4-32 e F4-119), mostram realmente plagioclásios relativamente sódico (An₂₀₋₃₀), mas nas amostras restantes o comportamento é imprevisível. Por exemplo, a amostra F4-109, exibindo alto grau de recristalização e situada a pequena distância do contato granítico, contém plagioclásio de composição relativamente sódica (An₃₂). O mesmo acontece com a amostra M10-K33 (An₃₅₋₄₀). Por outro lado, em F4-80, distante de contatos graníticos e bem tectonizada, embora

não xistosa, o plagioclásio é labradorítico (An₅₀₋₅₅). Finalmente, a amostra F7-60a, inclusa em faixa de cisalhamento e junto a gnaisses miloníticos, mostra plagioclásio básico (An₅₅₋₆₅).

Não temos ainda para os fatos uma explicação mais segura que a dada por Gomes (1962). Registramos as observações e a impressão de que uma explicação futura se baseará de certo modo na segunda parte da hipótese desse autor, isto é, as diferenças de basicidade dos plagioclásios se deveriam a esforços de cisalhamento, agindo diferencialmente no corpo. Em adição, soluções metassomáticas tenderiam a homogeneizá-lo, mas no estágio alcançado ainda o percolariam irregularmente.

Não temos dúvida em atribuir aos anfibólitos uma origem ígnea toleítica. São fortemente sugestivas desse fato, as seguintes evidências: textura blastofítica, geminados complexos nas ripas palimpsésticas e hemogeneidade de composição mineral. Acrescem-se ainda os dados químicos novos: composições de rocha total e elementos traços investigados por Gomes *et al.* (1964), perfeitamente compatíveis com uma magma de natureza toleítica.

2. Epidositos e xistos verdes

São rochas caracterizadas no campo por sua cor verde mostrando-se ora mais xistosas, quando cloríticas, ora mais compactas, quando ricas em epidoto. A granulação é geralmente fina (0,05 a 0,2 mm) e a textura varia de nematoblástica a granoblástica e a lepidoblástica, dependendo apenas do tipo de mineral predominante. A composição mineral pode variar, conforme se observa na Tabela XII.

Um traço comum a todas as amostras investigadas consiste na presença de plagioclásio albitico em hábitos variáveis. É granular recristalizado muito fino no xisto F7-60b e no epidosito F7-58a tem aparência clástica palimpséstica (cristais arredondados) nos clorita xistos F7-5 e forma exclusivamente porfiroblastos complexamente geminados no epidosito F7-

TABELA XII

Análises modais de epidositos e xistos verdes no Grupo São Roque

	F7-60b	F7-58a	F7-5a	F7-5b	F7-62
Quartzo	30	13	1	—	49
Plagioclásio	40	20	52	43	5
Anfibólio	10	—	—	—	—
Epidoto	20	38	14	8	40
Titanita	pr	5	—	—	pr
Opaco	pr	2	1	1	1
Apatita	pr	1	pr	pr	—
Biotita	pr	21	6	2	5
Clorita	—	—	26	46	—
Determinações ópticas					
Plagioclásio(An)	5	3	2	2	6
Anfibólio 2V(X)	75°				
Z:c	16°				
N _{z'}	1,670				
Pleocroísmo	X amarelo claro Y verde Z azul				
Epidoto	férrico	férrico	férrico	férrico	férrico
Opaco	Magnetita	Magnetita	Magnetita Pirita	Magnetita	Magnetita
Clorita N _z	—	—	1,613	1,613	—
Biotita cõr	—	pardo vermelha	pardo vermelha	pardo vermelha	—
N _z	—	1,625	1,625	1,627	—

F7-60b — Anfibólio-epidoto-albita xisto. Rocha semialterada situada na borda norte do corpo anfibolítico de Mutinga.

F7-58a — Epidosito. Bloco solto em zona de meta-arcózio e metaconglomerado. Nascente do córrego Itaim no morro de Catunuma.

F7-5a — Clorita xisto. Faixa com rochas frescas entre filitos. Nascente de ribeirão correndo para SW do morro do Catunuma.

F7-62 — Epidosito. Camada concordante entre metaconglomerado e meta-arcózio. Km 19 da via Anhanguera.

62. O último já havia sido anteriormente descrito por Coutinho (1955, pp. 23-24).

Outro traço marcante dessas rochas é a presença abundante de epidoto férrico com pleocroísmo sensível e alta birrefringência. Os minerais micáceos estão representados por uma clorita (proclorita magnesiana, segundo Tröger, 1956, p. 91) e/ou biotita pardo-verde (meroxênio, idem, p. 84) nas amostras situadas a oeste. No epidosito da via

Anhanguera, entretanto, só aparece a biotita indicando que, nessa região, o grau metamórfico se elevou ligeiramente. As propriedades ópticas do anfibólio da amostra F7-60b permitem enquadrá-lo, seja no campo de composição da hornblenda verde comum, seja dentro da série tremolita-ferroactinolita. A distinção sem dados químicos é impossível, não obstante a paragênese sugira tratar-se mais de actinolita.

Embora de origem diversa, tôdas as amostras se apresentam bem recristalizadas com associações minerais de equilíbrio, estabilizadas na fácies de xistos verdes.

A amostra F7-60b, como outras similares xistosas e relativamente bem acamadas, aparece no contato entre anfíbolito e filito. Neste sentido, lembra a ocorrência de certas rochas calcossilicáticas em zona de mica xistos ou filitos mais grosseiros ao sul de Perus. Entretanto, não mostra os indícios de possível ação metassomática, especificamente na formação de microclínio. Acreditamos que se trata de anfíbolito perifêricamente xistificado e recristalizado em grau metamórfico mais baixo (retrometamorfismo), mais adaptado às condições reinantes nas vizinhanças.

Possivelmente, a rocha F7-58a é um produto de transformação de sills ou efusivas básicas antigas, o mesmo acontecendo com a amostra F7-62. Em trabalho anterior (1955, p. 31), o autor, baseado especialmente na complexidade de geminação dos porfiroblastos e textura geral da rocha, entre outras, sugere aquela possibilidade.

Finalmente, as amostras F7-5 são verdadeiros clorita xistos constituindo provavelmente camadas interpostas em metagrauvaques. A ocorrência e a textura blastopsamítica nos sugere tratar-se de produtos de metamorfismo progressivo sobre tufos básicos ou grauvaque (Fotomicrografia 11).

Estruturas

O levantamento executado permitiu definir para o Grupo S. Roque, na área abrangida pelo mapa geológico, ampla estrutura sinclinal em dobra do tipo similar e simétrico (Billings, 1942, p. 53), bastante espessa na crista. Trata-se, segundo a classificação geométrica de Turner e Weiss (1963, p. 108), de dobra plana, não cilíndrica. O plano axial (Fig. 7) se orienta próximo a N-S, com eixo caindo para N em valores variáveis. Os argumentos em que se baseia esta conclusão derivam principalmente

da análise macroscópica, conforme método preconizado por Turner e Weiss (1963).

Em escala regional mais ampla (Fig. 3), o dobramento que afetou o Grupo São Roque alinhou as estruturas principais, especialmente planos axiais, na direção NE-SW. De início, pode-se assim afirmar que a alça sinclinal do mapa geológico ora estudado é de segunda ordem ou segunda geração, representando certamente o resultado de acomodação das encaixantes entre dois volumosos corpos graníticos. Na análise estrutural, servimo-nos de medidas de superfícies S_1 . São elas representadas por estratificação nos metassedimentos, esta bem definida nos termos pelíticos por camadas litologicamente homogêneas e contínuas. Em quase todos os afloramentos observados, uma foliação metamórfica definindo uma superfície S_2 coincide com o acamamento S_1 . Turner e Weiss (1963, p. 99) observaram que, muitas vezes, um pseudo-acamamento na direção da foliação é na realidade uma superfície S préexistente transposta e diferenciada metamórficamente. Os argumentos que citam êsses autores, alertando contra os perigos da generalização, não se aplicam, entretanto, à área em estudo. Uma excelente camada guia, indubitavelmente sedimentar, os conglomerados, foi acompanhada e projetada em mapa de tal maneira que a ela se ajustam os máximos de polos de superfície S_1 ou S_2 em qualquer ponto das rochas vizinhas (Fig. 6). Entretanto, devem-se ressaltar os mica xistos grosseiros na faixa ao sul do rio Juqueri. Em alguns afloramentos, exibem apenas boa foliação acompanhada ou não de camadas delgadas quartzosas ou quartzofeldspáticas. Êstes casos são suspeitos de diferenciação metamórfica em superfície transposta. Tanto mais que em outras exposições (estrada Perus-Santana de Parnaíba) observam-se nitidamente cruzados, um acamamento convincente (camadas de composição homogênea) e xistosidade caracterizada por finas descontinuidades e alongamento de porfiroblastos ou corpos sericíticos

(Foto 8). Aqui, a estratificação é N50-70W, 80-90N e a foliação metamórfica é N80-90E, com mergulhos fortes variáveis (50N a 90° a 75S). Deve-se mencionar também que, na zona filítica mais ao norte e fora do mapa geológico, a estratificação e fratura de clivagem ou xistossidade somente coincidem em situações especiais (aparentemente flancos de dobras isoclinais).

As lineações anotadas (L_1) correspondem a alongamentos de seixos em metaconglomerados, crenulações e microdobras em filitos, alongamentos de porfiroblastos ou corpos sericíticos em mica xistos, paralelismo de grãos prismáticos em anfibolitos e anfibólio xistos e, finalmente, eixos de dobras mesoscópicas parasitas. Estas últimas, em determinadas áreas, acham-se superpostas aos flancos da grande dobra da segunda geração, podendo nessa oportunidade provocar o aparecimento de segunda lineação L_2 .

À primeira inspeção dos diagramas da Fig. 6 fica claro que não se conseguiu circunscrever domínios estruturais convenientemente homogêneos, caracterizados por concentrações máximas bem

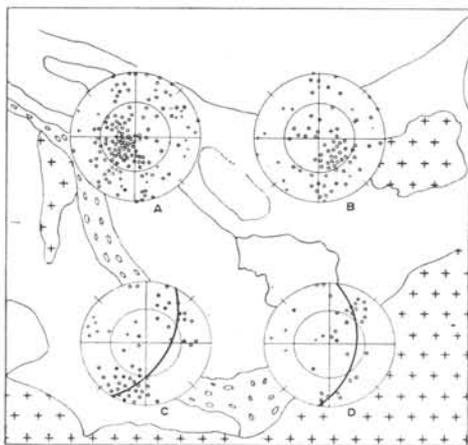


Fig. 6

obtivessem dados mais numerosos e igualmente espaçados, e se subdividisse o campo de investigação em áreas menores, fixadas por tentativas. Todavia, na zona levantada, como em prática-

definidas. Teóricamente, isto seria possível em qualquer caso, desde que se te todo o território pré-cambriano sul-brasileiro, as exposições são raras ou muito heterogêneas espaçadas. Portanto, as conclusões deduzidas deste trabalho devem ser tomadas com cautela ou como simples aproximação.

O diagrama A é o mais difuso de todos. Nota-se porém, que os polos das estruturas planares tendem a se concentrar no octante SW e especialmente nos

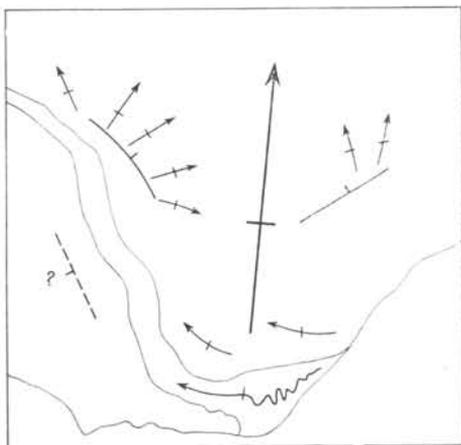


Fig. 7

uma alta porcentagem de polos se projeta nos demais octantes, o mesmo acontecendo com as lineações e os eixos de dobra, estes mostrando moderado caimento. Tais fatos impedem o traçado de qualquer círculo máximo indicativo de dobramento cilíndrico. É bem verlocal da camada conglomerática. Os mergulhos da área de máximo se fazem para NE como se esperaria neste flanco da grande sinclinal. Por outro lado, mergulhos moderados de 0 a 45°. Em outras palavras, as direções dominantes são NW-SE de acordo com o traçado que parte dos pontos projetados devem pertencer a outros domínios, pois os mica xistos ao norte têm direção próxima a EW e mergulho vertical no contato sul do granito do Tico-Tico e as encaixantes ocidentais e meridionais do granito de Itaim desenham uma subestrutura anticlinal, com mergulhos para SW e SE. No campo, é possível dis-

tinguir algumas feições que explicam as demais discrepâncias. A forma dominante nas encostas orientais do morro Doce é a de dobras abertas (Foto 9). Estas, que individualmente podem ser do tipo cilíndrico, planar, compõem um estilo tectônico desarmônico com eixos e planos axiais divergentes (Fig. 7). É perceptível porém, a tendência para os eixos caírem para NE e S. Sem dúvida alguma, essas pequenas dobras são "parasitas", possivelmente geradas em zona de distensão.

O diagrama B foi construído com menor número de observações, mas é praticamente uma imagem especular de A, com o máximo simétrico indicando superfícies com mergulho para NW. Verificaram-se as mesmas divergências axiais de dobras secundárias abertas. Algumas observações divergentes provêm da zona de borda dos corpos quartzítico e anfibolítico do Jaraguá onde Cordani *et al.* (1961) assinalam estruturas EW e NE, mergulhando para sul. Cerca de 80% das medidas procede da área filítica (encoberta no diagrama) e pequena parte da faixa de mica xistos ao norte.

A associação dos máximos dos dois diagramas permite reconhecer um plano axial vertical, aproximadamente N-S, para a estrutura sinclinal maior (Fig. 7). O caimento do eixo é para o norte em ângulo moderado.

Já os diagramas C e D exibem padrão um tanto diferente. Em C, observam-se dois máximos distintos, bem como concentração da lineação em NW, com pequeno caimento. O máximo do octante SW conta com observações mais numerosas de polos de S_1 , quase tôdas correspondendo a mergulhos de 45 a 90° de camadas NWW-SEE. O máximo do octante NE é mais disperso, mas apresenta o mesmo mergulho forte para rochas igualmente orientadas. Deve-se inferir que o estilo tectônico nessa região é de dobras relativamente apertadas com flancos planos. Esse padrão permitiu traçar um círculo máximo de polos S_1 que no diagrama é paralelo ao máximo de lineações observadas, caindo poucos

graus para NW. Trata-se de dobramento cilíndrico planar com plano axial vertical NW-SE. Deve-se registrar que as observações foram feitas em sua maior parte a NE do morro de Catanuma. Poucas medidas foram registradas a SW, zona coberta por espessa mata. A associação com o diagrama A e as observações de campo sugerem que o plano axial de C deve se voltar gradual ou bruscamente (falha) para direção próxima a N-S, ao norte do morro de Catanuma.

Algumas lineações de caimento muito forte (60 a 80°) para NW correspondem a estiramento de seixos na extremidade sudeste da camada conglomerática, exposta no km 18 da via Anhanguera. Este fato, aliado à grande espessura da camada, é altamente sugestivo de processos compressoriais. O pacote metassedimentar, encontrando resistência no batólito da Cantareira, ter-se-ia acomodado por espessamento, empinamento e deformação das camadas.

O diagrama D é praticamente uma repetição do anterior, mostrando o mesmo padrão. Contamos com pequeno número de observações, pois a área é em parte urbana e em parte reserva florestal. É tectonicamente muito movimentada, já que abrange a zona sul do Jaraguá, investigada por alguns autores. As medidas indicam uma ligeira modificação das camadas para EW, torção insuficiente para torná-las concordantes com o granito Cantareira. O conglomerado diminui rapidamente de espessura e desaparece completamente para NE, o que sugere a existência de falha na altura do contato metassedimento-granito.

Foi registrado um certo número de falhas no trabalho de campo. Não nos preocupamos em coordená-las, pois as observações não foram sistemáticas. Algumas, bem expostas em cortes de estrada, são certamente de empurrão. Neste caso, a direção do plano falhado é aproximadamente a das camadas afetadas, mas os mergulhos são diferentes. Os rejeitos não são grandes. Uma dessas falhas (Foto 6), no km 22,5 da via



Foto 1 — Mica xisto e meta-arenito bem estratificado com xistosidade discordante produzindo lineação. Entre Perus e via Anhanguera.



Foto 2 — Anfibolito em camada concordante no xisto. Km 25 da via Anhanguera.



Foto 3 — Bloco de Metaconglomerado com seixos arredondados de granito. Km 18 da via Anhanguera.



Foto 4 — Mica xisto. Ocorrência entre Perus e via Anhanguera. Camadas mais ricas de sillimanita sericitizada (lenticulas brancas) intercaladas a outras mais ricas de estauroлита (pontos pretos).



Foto 5 — Hábitos de microclínio no granodiorito de Itaqui. Cristais isorientados com c vertical, deitados sobre 010. Em cima, à esquerda, alongado em a. Em cima, à direita, placóide em 010 (muito raro). Em baixo: geminados Carlsbad (muito comum).



Foto 6 — Anfibolito, km 22,5 da via Anhanguera. Localiza-se sob e sôbre meta-arcózios por efeito de falha de empurrão que também afeta os metassedimentos.



Foto 7 — Anfibolito em corpos estrangulados ("boudinage") entre camadas de xisto bem estratificado. Jardim Escócia.



Foto 8 — Mica xisto. Entre Perus e Via Anhanguera. A estratificação é realçada pelo desenvolvimento de corpos sercíticos brancos (sillimanita alterada). Na parte inferior das camadas verifica-se a formação de outra direção estrutural (xistossidade) a pequeno ângulo da estratificação.



Foto 9 — Dobras abertas parasitas em filito e meta-arenito bem estratificados. Encosta oriental do Morro Doce.



Foto 10 — Falha vertical transcorrente em metassedimento. Formou-se espêsso "gouge" na luz da falha. 3 km ao sul de Perus.

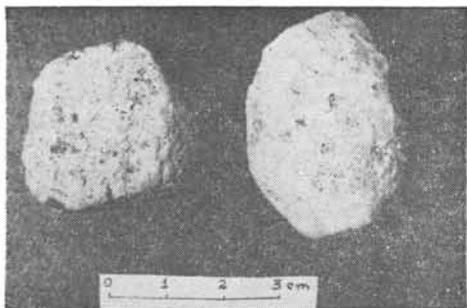


Foto 11 — Cristal de microclínio íntegro (à esquerda) e arredondado por fricção tectônica à direita). O primeiro retirado do granodiorito de Itaqui e o segundo de ortogneisse na borda sul deste maciço.



Foto 12 — Olhos de microclínio, lentes e filetes feldspáticos em gnaiss milonítico do Butantã.



Foto 13 — Quartzito de meta concreção, originalmente incluído em mica xisto (quase totalmente convertido em migmatito quartzo-diorítico). Pedreira Montanhão. São Bernardo.



Foto 14 — Cristais de sillimanita sericitizada, retirados de mica xisto em Capuava, São Bernardo e via Anchieta (Botujuru).



Foto 15 — Quartzito de Vila Andrade mostrando lineação horizontal paralela ao eixo de dobras.



Foto 16 — Quartzito de Vila Andrade. Dobras apertadas.



Foto 17 — Meta concreções quartzosas incluídas em mica xisto bem estratificado. Mauá.



Foto 18 — Matação de granito porfirítico Guacuri.



Foto 19 — Gnaise migmatítico quartzo-diorítico de Lago Azul. Acham-se ainda preservadas finas camadas micáceas do mica xisto original. Pedreira São Bernardo.



Foto 20 — Anfibolito exibindo boa lineação. Morumbi.



Foto 21 — Dobra isoclinal com caimento moderado para SW. Os flancos tornam-se paralelos à esquerda e fora da foto. Forma-se dobra secundária com caimento diferente à direita.

Anhanguera, desloca um corpo de anfibolito sobre meta-arcózios que, por sua vez, acham-se atravessados por um sistema de planos paralelos, separando blocos ligeiramente dobrados e empurrados.

A provável dependência das falhas de empurrão à direções da estrutura principal metassedimentar deve estar ligada ao próprio mecanismo de dobramento da alça sinclinal.

Foram assinaladas na região algumas falhas de espelho vertical e rejeito transcorrente (direcional). A mais bem exposta, ocorre num caminho ligando a estrada abandonada de Jundiá à E.F.S.J., cêrca de 3 km ao sul de Perus (Foto 10). Uma faixa com 80 cm de espessura de "gouge", com lineação subhorizontal, separa, na direção N75W, blocos de xisto estratificado e encurvado, denotando movimento relativo do bloco norte para leste. A estratificação no bloco N é N50E, 20NW e no S é N65E, 42NW, evidenciando alguma rotação.

Vários outros deslocamentos transcorrentes, mostrando idêntico movimento relativo, foram observados na região. É possível que façam parte do sistema de falhamento de Taxaquara de mesma direção e sentido. Entretanto, Cordani *et al.* (1961, p. 87), analisando numerosos planos de cisalhamento direcional NW-SE e NE-SW nos quartzos do Jaraguá (ver Fig. 3), oferecem outra explicação. Nessa região, os planos se cruzam, sugerindo falhamentos conjugados de segundo e terceiro grau que obedecem a determinada simetria (Anderson, 1951). Supõem aquêles autores que as compressões se derivaram do próprio diastrofismo que afetou os metassedimentos. Esta é também a nossa opinião. A êste respeito, releva notar a posição ocupada pelos quartzitos junto ao plano axial N-S no interior da grande alça sinclinal. Aparentemente, os esforços tectônicos E-W explicam, tanto a forma da dobra, como o estilhaçamento do corpo rígido nas direções propostas e verificadas.

Do ponto de vista tectônico, algumas outras direções de falhas possivelmente importantes podem ser supostas no bloco São Roque. Uma delas é denunciada pela linearidade do ribeirão Vermelho, em continuidade ao São Miguel, na direção N-S e separando anfibolitos de um lado e meta-arenitos de outro em marcante discordância. Lamentavelmente, nada sabemos quanto à sua origem e natureza.

É também provável a existência de contatos tectônicos entre o granito Cantareira e metassedimentos ao sul do Jaraguá, como já foi mencionado. Neste caso, resta explicar a presença de extensa língua de metassedimentos que se intrometem pelo maciço, na altura de Taipas, e que, aparentemente, não estão perturbadas pela suposta falha.

Outras possíveis falhas N-S, responderiam pela descontinuidade da camada arcoziana a oeste dos conglomerados, por orientações NS em certos trechos da camada conglomerática, bem como pelo alongamento do granito Itaim.

Resta-nos examinar a borda sul do bloco São Roque, limítrofe do rio Tietê. O caráter porfirítico dos granitos Cantareira e Itaquí, gradualmente desaparece, à medida que se caminha para os contatos. Os cristais maiores, originalmente com faces planas e arestas vivas, passa, progressivamente, para corpos retangulares com cantos amainados, grandes olhos ("augen") (Foto 11), lentes achatadas e, finalmente, filetes (Foto 12). Concomitantemente a massa intersticial granular vai se tornando mais fina, micácea e xistosa, de tal sorte que se formam verdadeiros ortognaisses e mica xistos. Ao microscópio, a rocha se encontra deformada cataclásticamente em graus variáveis, tanto mais intensos quanto mais evidente a xistificação.

Acreditamos que as feições acima constituem evidências de proximidade de falha, no caso a de Taxaquara. Entretanto, a zona de movimentação diferencial mais importante ocorre ao sul do rio Tietê, na faixa gnáissica intermediária que descreveremos adiante.

Caráter geral

O Complexo Cristalino se distribui por toda a zona limítrofe à bacia de São Paulo, ao sul do rio Tietê. Entretanto, sua litologia emerge sob a capa sedimentar cenozóica, na altura de Arujá. Devem, pois, pertencer a esse grupo pré-cambriano, as rochas que aparecem no mapa geológico em janelas ou afloramentos mais contínuos, à margem direita do rio, entre Guarulhos e Manoel Feio.

As relações de contato entre o Complexo e o Grupo São Roque já foram discutidas em capítulo anterior.

A litologia característica do Complexo é a associação mica xistos-gnaisses-granitos, ocorrendo em faixas e lentes de direção geral NE-SW, acrescida de numerosos pegmatitos em determinadas zonas. Essa orientação é nitidamente deflectida para E-W, junto ao rio Tietê, voltando, entretanto, à primeira direção mais para o norte (Fig. 3).

Mica xistos e gnaisses se diferenciam em diversas escalas, reconhecendo-se grandes maciços gnáissicos homogêneos, assim como línguas de alguns decímetros de largura. Também se observaram termos de mistura mais íntima entre aqueles tipos litológicos (migmatitos) que, pelo menos sob a forma de epibolitos, não são comuns na área estudada. É possível assim esboçar zonas em que prevalecem rochas xistosas e outras onde ocorrem preferencialmente rochas granitóides.

Essa diferenciação mais ou menos nítida entre aqueles dois tipos de rochas não é facilmente reconhecida no canto sudeste do mapa (Rio Grande da Serra), apagando-se por completo na escarpa da serra do Mar e baixada litorânea, onde predominam granitos, gnaisses e migmatitos. Observações semelhantes já foram feitas por Almeida (1964, p. 186) e outros.

Quartzitos puros e anfíbolitos são mais raros na área levantada, ocorrendo na forma de lentes alongadas concordantes.

Não foram encontrados calcários e dolomitos.

Alguns corpos gnáissicos ou granitóides mais possantes aparecem formando massas alongadas nas zonas de Itaqueira, Mauá, Três Lagos e Guacuri.

PETROGRAFIA E MINERALOGIA

Rochas metassedimentares

1. *Mica xistos*

Comumente, as rochas que compõem as faixas xistosas do Complexo apresentam granulação grossa, sendo os seus componentes isorientados e bem reconhecíveis macroscopicamente. Entretanto, são raríssimos os afloramentos de rocha fresca, permitindo investigação microscópica.

Alguns horizontes são ricos de porfiroblastos de sillimanita em geral sericitizada. Nas camadas pelíticas, corpos quartzosos arredondados, com diâmetros de alguns decímetros e mostrando distribuição irregular, são encontrados com grande frequência. Foram considerados por Ellert (1961, pp. 49-51) como seixos de metaconglomerado. Contudo, no decorrer deste trabalho encontramos argumentos que permitiram alterar a interpretação dada por aquele autor. Assim, acreditamos que esses corpos devam ser considerados meta concreções. Outra estrutura sedimentar conservada em xistos não granitizados é a estratificação, caracterizada por sucessão de leitos, ora mais quartzosos e friáveis, ora mais micáceos e xistosos.

Do ponto de vista mineralógico, os mica xistos se subdividem em:

Muscovita xistos. Contêm duas micas, predominando volumetricamente a mica branca. É o tipo litológico de maior distribuição regional, ocorrendo sempre bem estratificado e frequentemente associado a pegmatitos.

Mica xistos feldspáticos. Caracterizam-se pela presença de plagioclásio. Em geral, a mica mais abundante é a biotita. Constituem, em parte, faixas de arenito grauváquico recristalizado. Ou-

tras vèzes, são xistos parcialmente granitizados.

Algumas composições modais de mica xistos são fornecidas na Tabela XIII.

Foram ainda coletadas amostras superficiais em diversos pontos na zona do Complexo. Os minerais pesados, não magnéticos e não micáceos encontrados são os seguintes:

1 — F16-14 — Areia de enxurrada. Zona de xistos grosseiros, mica quartzito e pegmatito. Tanquinho. Norte de Ferraz de Vasconcellos. Fração: 0,052 a 0,125 mm. Grãos observados: aproximadamente 500.

Mineral	%	
Turmalina	70	Rosa claro a pardo-verde. $N_0 = 1,665$.
Zircão	20	Parte em prismas idiomórficos e parte menor em grãos bem arredondados.
Sillimanita	5	Cristais prismáticos, cantos arredondados.
Epídoto	3	Grãos amarelados irregulares.
Titanita	1	Grãos irregulares.
Monazita	1	Grãos sub-arredondados.
Granada	pr	Róseo claro. $N_0 = 1,80$.
Xenotimo	pr	Grãos bem arredondados.
Coríndon	pr	Grãos raríssimos, azul claro a violeta (safira).
Hornblenda	pr	Prismas esverdeados.

O único mineral tipomórfico relativamente abundante é a sillimanita, sendo remota a possibilidade de ser considerada clástica.

2 — Areia residual formando prainha incipiente sobre mica xisto grosso e bancos de quartzitos. Ilha das Formigas — Reprêsa de Guarapirango. Fração: 0,125 a 0,250 mm. Grãos observados: aproximadamente 500.

Mineral	%	
Sillimanita	40	Cristais prismáticos.
Granada	30	Grãos róseos.
Turmalina	20	Verde.
Zircão	10	Grãos prismáticos ou arredondados.

As proporções entre êsses minerais demonstra que sillimanita e granada são minerais tipomórficos de xistos de grau metamórfico elevado.

A granulação dos mica xistos varia

normalmente entre 0,2-0,4 mm para o quartzo, e 0,5-5 mm, para as micas. Tôdas as amostras exibem nítida textura lepidoblástica, ao lado da presença constante de estrutura porfiroblástica. O quartzo tende a se concentrar em camadas granoblásticas, em lentes fusiformes, ou então, ocorrer isolado nas camadas micáceas, formando cristais xenomórficos, em geral límpidos e pouco ou nada deformados. As inclusões se restringem a cristais aciculares de sillimanita. Em lâmina, as camadas quartzosas podem alcançar até 2 mm de espessura, parecendo mesmo representar produtos

de diferenciação metamórfica. Os verdadeiros estratos arenosos, formando bancos ou camadas bem mais espessas, são quase sempre muito incoerentes. Quando examinadas ao microscópio, as amostras intemperizadas revelaram os mesmos minerais essenciais dos muscovita xistos, com proporções maiores de quartzo e presença de caulim, provavelmente resultado de alteração de feldspa-

tos. Serão descritos adiante como mica xistos feldspáticos e meta-arenitos.

Biotita e muscovita compõem o esqueleto lepidoblástico da rocha, estando, por vèzes, concentradas em bandas segregadas das camadas quartzosas. É gene-

TABELA XIII

Análises modais de mica xistosa do Complexo Cristalino

	T6-36	T6-40	T6-103	T6-116	T6-125a	T6-125b	T2-2	T7-147b	F26-15	F26-16a	U5-18	U5-40a	U5-55a	U5-73b	U5-74
Quartzo	7	20	2	29	15	32	15	17	34	29	28	43	14	27	35
Muscovita	50	40	35	31	36	44	44	58	27	34	36	9	55	42	17
Sericita	—	2	37	10	17	—	2	—	12	6	—	31	—	—	19
Sillimanita	—	—	3	3	4	pr	1	—	pr	pr	pr	pr	pr	—	—
Biotita	41	30	15	20	13	23	25	7	27	31	36	—	31	26	22
Turmalina	pr	—	—	—	—	—	—	pr	pr	pr	pr	pr	pr	1	1
Granada	pr	pr	pr	1	pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr
Opacos	2	8	8	6	13	1	13	18	pr	pr	pr	2	pr	1	6
Zircão	—	—	—	—	pr	pr	—	pr	—	—	—	—	pr	pr	—
Apatita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	pr	—
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
Estauroлита	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	15	—	—	—
Albita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	—	pr	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	1	—

T6-36 — Estrada de Embu Mirim. 500 m a oeste do Canal da Represa Guarapiranga. Santo Amaro.

T6-40 — Estrada da Baroneza junto ao ribeirão Guavirutuba. Piraporinha. Santo Amaro.

T6-103 — Serra de Taquaxiara. 1,4 km ao sul de Itapeceirica.

T6-116 — Serra de Taquaxiara. 3 km ao sul de Itapeceirica.

T6-125a,b — Estrada da Baroneza à margem da represa. 1,5 km NE de Embu Mirim.

T2-2 — Ribeirão Pirajussara perto da Estrada de Campo Limpo. Taboão da Serra.

T7-147b — Ribeirão dos Meninos perto da Estrada das Lágrimas. Rudge Ramos.

F26-15 e F26-16a — Zona sul. Chácara Rosalina. Iupeba.

U5-18 — Rio Tamanduatei, embocadura do ribeirão Taboão. Mauá.

U5-40a — Estrada Santo André — Clube ABC. Junto ao Agude da Prefeitura Mun. Santo André.

U5-55a — Pedreira em pegmatito fresco. Vila Tanque. São Bernardo.

U5-73b — Xisto de morrote arrazado. Capuava.

U5-74 — Rua Rio Branco esquina com rua Kansas. Mauá.

ralizada a presença de uma segunda geração de muscovita em porfiroblastos de até 1 cm, crescendo em direções diferentes da xistosidade principal. Em amostra manual, tem-se a impressão de que essas micas se dispõem em uma ou duas superfícies S_2 e S_3 , relacionadas à xistosidade por um eixo zonal, provavelmente de dobra. Os porfiroblastos se apresentam, geralmente, em cristais não deformados, incluindo grãos de quartzo e correntes de agulhas de sillimanita e obedecendo orientação pré-cristalina (Fotomicrografia 29). Neste caso, os porfiroblastos seriam realmente pós-tectônicos (Turner e Verhoogen, 1960, p. 612). Entretanto, em amostras de São Bernardo, Santo André e Tupeba, (F-26-16a, U5-40 e U5-55) observaram-se porfiroblastos de muscovita encurvados, rasgados e em início de cloritização, principalmente quando localizados em cristais de microdobras (Fotomicrografia 12). Aparentemente, os últimos estádios de deformação naquela zona ultrapassaram o fase de cristalização metamórfica.

As muscovitas, de qualquer geração, são ópticamente idênticas ($2V = 40^\circ$ e $N_z = 1,598 - 1,600$). A biotita se dispõe em lâminas independentes, mas de maneira geral sub-paralelas à muscovita da primeira geração. Quando fresca, tem as propriedades de uma lepidomelana titanífera com $N_z = 1,645 - 1,655$ e vermelho profundo como cor de máxima absorção. Entretanto, é mineral muito sensível ao intemperismo. A observação microscópica de uma série de secções de xistos, em diferentes estádios de intemperismo, permite supor a seguinte seqüência de eventos.

Inicialmente, a biotita perde a cor vermelha profunda, passando a um tipo pardo, ao mesmo tempo que liberta óxidos opacos, que se concentram em grumos na periferia dos cristais. Em estádio mais avançado, ela apresenta tons pardo-alaranjados ou pardo-esverdeados relativamente claros, conservando ainda alta birrefringência. Trata-se provavelmente de vermiculita. Óxidos de ferro, limonita ou hematita terrosa

impregnam as clivagens e bordas do mineral e se espalham pelos espaços intragranulares de toda a rocha, que é macroscopicamente parda ou pardo-amarelada. Finalmente, o mineral passa a exibir um tom sépia muito claro ou torna-se incolor. Sua birrefringência passa bruscamente para valores baixos, da ordem de 0,005 a 0,009, que correspondem à caulinita. Contudo, o hábito permanece inalterado, não se registrando a formação de agregados argilosos. A libertação de óxidos de ferro é total, estando todos os minerais impregnados ou capeados por espessas mantas opacas. A rocha é macroscopicamente vermelha e muito frágil.

A sillimanita aparece sob diversas formas. Em extensa faixa, de direção NE-SW, compreendendo o morro do Correia, Mauá, São Bernardo e Botujuru e avançando para sudoeste (fora do mapa geológico) ela ocorre freqüentemente na forma de caroços centimétricos, sugerindo vagamente prismas quadráticos (Foto 4). Sobre os mica xistos não é raro encontrar-se uma capa horizontal de regolito formado quase exclusivamente desses caroços. Ao microscópio, mostram-se constituídos essencialmente de agregado sericítico fino e muscovita, algumas vezes circunscrevendo restos de sillimanita inalterada (Fotomicrografias 30 e 31). As relações geométricas parecem indicar que todo o corpo representou anteriormente cristal único de sillimanita. Trata-se evidentemente de substituição metassomática, com introdução de potássio, pois, caso contrário, o mineral secundário formado deveria ser pirofilita. Esta possibilidade foi excluída, tendo-se em vista os resultados obtidos na análise de raios X de material proveniente de Perus (ver Fig. 4) e São Bernardo, este último informação verbal de Adolpho Melfi. Face ao fato de que cristais íntegros de sillimanita jamais foram encontrados, ainda que em rocha fresca, somos levados a acreditar que a alteração sericítica tem origem profunda, ligada provavelmente a processos diaforéticos.

Restos de sillimanita prismática tam-

bém são encontrados nos mucovita xistos grosseiros, aflorando na zona das repêças e entre Taboão e Itapeçerica. Ali ocorrem sempre envoltos por um emaranhado de fibrolita ou agregados sericíticos. (Fotomicrografia 31). Por outro lado, são também freqüentes na forma de fibras finíssimas ou agulhas (fibrolita) inclusas em muscovita ou quartzo. No primeiro caso, tendem a se congregar na forma de agulhas subparalelas, constituindo correntes onduladas inteiramente discordantes do alongamento e clivagens do porfiroblasto. (Fotomicrografia 29).

A sericita é abundante, seja como produto de alteração de sillimanita, seja formando agregados finos intersticiais na trama da rocha, ou ainda, como inclusões em porfiroblastos de muscovita. A turmalina presente corresponde à variedade verde, schorlita. Comumente, se distribui pela rocha na forma de prismas curtos e quando em cristais maiores, mostra-se poiquiloblástica. Sua origem parece estar ligada a processos pneumatóliticos.

As granadas são raramente encontradas frescas. Na Tabela XIV estão relacionadas as propriedades determinadas em exemplares extraídos de mica xistos do Complexo Cristalino, juntamente com as obtidas para um espécime encontrado em zona de alúvio de mica xistos do Grupo São Roque (Córrego Itaim).

A comparação desses dados com os diagramas de Sriramadas (1957), Winchell (1958) e principalmente com os valores transcritos em Deer *et al.*, (1962, v. I, pp. 86-100) permitem concluir que as quatro granadas de São Paulo são almandinas, de composição muito próxima à da molécula pura. É interessante notar, que as amostras

T7-149 e F26-42 são rochas aparentemente de grau metamórfico mais baixo que as restantes (zona da almandina).

A quase totalidade dos minerais opacos reconhecidos constituem em realidade impregnações de óxidos de ferro secundário. As quantidades originais como se pode verificar nas amostras frescas F26-15, F26-16a, U5-55a e U5-73b são consideravelmente menores. As espécies mineralógicas estão representadas principalmente por ilmenita, magnetita e grafita.

Clorita, quando presente, é claramente retrógrada, tendo se formado por alteração da biotita. Ocorre principalmente nas rochas mais deformadas, provavelmente interessadas em zonas de falhamento. Estaurolita, ocorrendo na forma de grãos minúsculos inclusos em muscovita foi identificada apenas em duas rochas. Em uma delas, apresenta forma arredondada, parecendo indicar que sua presença naquela associação é instável, tendendo ao desaparecimento.

Os mica xistos feldspáticos mostram feições variadas, indicando origens também diversas, razão pela qual as amostras examinadas serão descritas separadamente. As composições modais dessas rochas, assim como dados ópticos de alguns de seus constituintes minerais, estão contidos na Tabela XV.

Foram executadas análises químicas de algumas das amostras investigadas e os resultados obtidos integram Tabela XX.

As amostras T7-149b e c representam os termos pelíticos e arenosos de sequência estratificada e xistosa. Sua textura é lepidoblástica fina e a granulação variável de 0,2 a 0,5 mm, no tipo arenoso, a 0,5mm - 1 mm, no pelítico. Na primeira rocha, quartzo e plagioclásio formam agregados recristalizados pavimen-

TABELA XIV
Dados físicos e radiocristalográficos de granadas

	Parâmetro a_0	Índice de refração	Pêso específico
T7-149	11,526 ± 0,004	1,817 ± 0,004	4,1 ± 0,1
F26-42	11,553 ± 0,006	1,815 ± 0,003	4,1 ± 0,1
Ilha Formigas	11,538 ± 0,003	1,817 ± 0,003	4,1 ± 0,1
Córrego Itaim	11,551 ± 0,004	1,817 ± 0,004	4,1 ± 0,1

tosos e bem engrenados, enquanto que na amostra micácea, ambos os minerais tendem a se segregar em lentes chatas dispostas entre as placas de mica. O quartzo forma então agregados pavimentosos e o plagioclásio monocristais lenticulares.

As amostras F26-42 constituem mica xistos e meto-arenitos estratificados, de granulação fina e cor cinzenta, macroscopicamente muito semelhante às rochas T7-149. A granulação varia entre 0,1 e 0,5 mm, podendo ocorrer muscovita porfiroblástica-poiquiblastica com dimensão de até 1 mm. A textura dos termos micáceos é lepidoblástica, enquanto que a dos quartzosos mostra-se granoblástica, inteiramente recristalizada (Fotomicrografia 13). Quartzo e plagioclásio formam agregados pavimentosos, acompanhados, pelo menos num exemplar, de feldspato potássico intersticial. Ilmenita e outros minerais opacos aparecem em placas finas, por vezes, contornadas por siderita. A turmalina parece detritica em algumas lâminas e metamórfica em outras. A granada ocorre na forma de porfiroblastos ou de pequenos cristais arredondados. Em uma amostra parece ter sido inteiramente substituída por minerais secundários.

As amostras U5-39 correspondem a mica xistos, de granulação variável entre 0,2 - 2 mm, bem estratificados em afloramento, parecendo ter atingido grau de metamorfismo elevado, mas parcialmente retrometamorfizado sob influência hidrotermal. Clorita desenvolve-se a partir de biotita. (A textura blastopsamítica é sugerida pela presença de quartzo na forma de grãos isolados e de dimensões variáveis). O plagioclásio ocorre como cristais maiores amebóides, representando claramente um produto de neomineralização ou reconstituição radical. Os minerais opacos aparentam ser titano-magnetita e ilmenita, presentes, respectivamente, na forma de grandes cristais ou placas finas. A sillimanita se conserva fresca apenas quando inclusa como agulhas no interior dos cristais de muscovita e quartzo. Man-

chas sericíticas são abundantes e parecem corresponder a produtos de alteração de aluminossilicatos.

As amostras U5-55 representam metarenitos, intercalados em mica xistos formando corpos xenolíticos que, localmente, servem de encaixantes a espesso dique pegmatítico. Macroscopicamente, caracterizam-se por apresentar ao lado de granulação grossa, uma textura lepidoblástica pouco distinta, dada a existência na rocha de grande proporção de placas de muscovita (até 5 mm) não orientadas. Ao microscópio, mostram-se equigranulares e portadoras de textura granoblástica, comum a "hornfels", reunindo em sua composição: quartzo, plagioclásio e biotita não orientada. Acidentalmente, granada, formando grãos pequenos e esqueléticos dispersos no interior da rocha, está presente, enquanto que ilmenita, em minúsculas placas hexagonais distribuídas pela biotita, é o principal mineral acessório.

A amostra T6-212 parece constituir um termo de transição progressiva de xisto para gnaiss. Muscovita e biotita, formando placas subparalelas, são abundantes e separam agregados ou grãos intersticiais de quartzo ou oligoclásio bem cristalizados em textura granoblástica e lepidoblástica.

A amostra T2-3, aflorando próximo à faixa gnáissica milonítica (falhamento de Taxaquara), oferece um quadro genético inverso do exibido pela rocha anterior. Todos os indícios apontam no sentido de um gnaiss retrogressivo. Embora possua composição semelhante à da rocha T6-212, sua textura é bem diferente, do tipo blastomilonítica. Corpos elipsóidicos ou angulosos, de composição quartzo-feldspática e granulação entre 1 e 4 mm, e porfiroclastos de quartzo e feldspato estão envolvidos por massa milonítica de granulação variável e composta essencialmente de quartzo, feldspato e biotita. Trata-se com certeza de um granito ou gnaiss mais intensamente xistificado. É uma das raras amostras de mica xisto que contém feldspato potássico (microclínio). Contudo, ele é claramente reliquiar e não neoformado.

TABELA XV

Análises modais de mica xistos feldspáticos e metá-arenitos no Complexo Cristalino

	T7-149b	T7-149c	F26-42a	F26-42b	F26-42c	F26-42d	F26-42f	U5-39a	U5-39b	U5-55b	U5-55c	U5-55d	T6-212	T2-3	U5-61a
Quartzo	17	56	23	50	57	57	28	20	41	21	45	16	21	36	9
Muscovita	37	6	17	19	8	1	13	37	8	30	pr	—	14	1	22
Sericita	—	—	—	—	—	—	—	13	23	10	—	1	—	—	35
Sillimanita	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	pr
Biotita	34	16	39	20	9	14	32	8	9	23	15	31	50	31	23
Turmalina	2	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr	pr	2	—	—	—	—	—
Granada	—	pr	pr	1	pr	pr	—	—	—	—	pr	pr	—	—	—
Opaco	—	pr	2	pr	1	1	2	1	4	1	2	pr	—	pr	2
Plagioclásio	10	22	17	10	19	27	25	16	5	12	38	50	15	21	9
Microclínio	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—
Clorita	—	—	2	—	2	pr	—	4	9	—	1	1	—	—	—
Zircão	—	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr	pr	—	pr	pr	pr	pr	—
Apatita	—	pr	pr	pr	pr	pr	—	—	—	—	pr	pr	—	—	—
Carbono	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr

Determinações ópticas

Plagioclásio (An)	12	12	5	5	15	15	3	7	12	10	15	17	18	22	5
Muscovita N z	—	1,599	1,593	—	1,600	—	1,598	—	1,604	1,600	—	—	1,600	—	—
Biotita cór	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N z	—	1,648	1,647	1,650	1,653	1,645	1,646	—	1,637	1,644	1,645	—	1,630	—	—
N	—	1,815	—	—	1,815	1,815	—	—	—	—	—	—	—	—	—

T7-149b e c — Mica xisto fino é metá-arenito estratificados. Cisterna em Piraporinha. Diadema.
 F26-42 a, b, c, d e f — Mica xisto fino e metá-arenito estratificados. Afloramentos ao longo do rio Aricanduva em suas nascentes no morro do Correia. Quarta Divisão.
 U5-39 a, b — Rocha grosseira. Afloramentos na Estrada Santo André-Clube ABC a NE do Pico de Bonilha 800 m N do Açude da PMSA, Santo André.
 U5-55b c — Mica xisto grosseiro e metá-arenito estratificados. Pedreira de pegmatito em Vila Tanque, Tanque, São Bernardo.
 T6-212 — Xisto passando a gnaiss. Margem da represa ao sul de Ipava. Santo Amaro.
 T2-3 — Gnaiss passando a xisto. Taboão da Serra.
 U5-61 — Remanescentes de xisto em zona granitizada. Pedreira São Bernardo em Lago Azul. São Bernardo.

A amostra U5-61a constitui um resto de xisto, pouco feldspatizado, encontrado em faixas irregulares subparalelas dentro do gnaiss de Lago Azul. Já foi descrita por Ellert (1961, p. 52), que a considera um estágio de granitização. A rocha exhibe os caracteres normais dos muscovita xistos grosseiros, sendo muito rica em sericita fina. O plagioclásio neoformado é uma albita, curiosa por sua estranha geminação interrompida.

Na zona de Lageado e Ferraz de Vasconcelos domina um tipo de rocha arenosa a que poderíamos chamar mica-quartzito xisto. Não existem afloramentos de rocha coerente. Macroscopicamente, exhibe grande quantidade de quartzo na forma de grãos alongados, fusiformes, imprimindo à rocha uma lineação característica. Muscovita e biotita comparecem também isorientadas, acentuando aquela estrutura. A granulação pode ser fina, mas normalmente é de média a grosseira. Não foram observados feldspatos, mas, em certos lugares, a rocha é salpicada de pequenas manchas aparentemente de natureza caulínica.

2. Quartzitos

Tôdas as camadas arenosas intercaladas nos mica xistos são suficientemente ricas em quartzo para serem consideradas quartzitos. Contêm entretanto, impurezas de micas e outros minerais, impedindo assim uma perfeita engrenagem dos grãos. Normalmente, a rocha é uma arcia parda ou vermelha semi-consolidada. Alguns leitos de granulação fina em rochas fresca já foram descritos no capítulo de mica xistos.

Quartzitos mais puros ou bem recristalizados, coerentes, mostrando certa amplitude de exposição só foram encontrados na Vila Andrade e Morumbi, onde constituem horizonte dentro de mica xistos. A rocha é um itacolomito branco, bem estratificado, exibindo dobras apertadas e lineação subhorizontal (Fotos 15 e 16). Os estratos mais puros são formados quase exclusivamente de quartzo grosseiro recristalizado. Os grãos, bem engrenados em suturas, acom-

panhados por raros prismas de turmalina preta alternam-se com camadas mais ricas de muscovita disposta linearmente. Minerais pesados se concentram em leitos finos apenas perceptíveis macroscopicamente. A composição da fração pesada é fornecida abaixo:

Quartzito de Vila Andrade Areia de desagregação. Fração pesada 0,053 - 0,105 mm.

Mineral	%
Zircão	80
Rutílio e leucoxênio	5
Magnetita	5
Monazita	5
Xenotima	2
Turmalina	2
Muscovita	1

Zircão, monazita e xenotima são claramente detríticos. Rutílio alaranjado ou vermelho prismático, por vezes geminado, magnetita, turmalina e muscovita são, pelo menos em parte, minerais neoformados.

Outras particularizações, bem menos expressivas, de quartzitos grosseiros e resistentes foram encontradas em muitos outros locais.

Um problema especial parece constituir os quartzitos calcossilicáticos. Na parte SW do mapa, encontramos material fresco apenas em duas oportunidades. Na primeira ocorrência, essas rochas formam uma camada contínua de 10 cm de espessura, intercalada em muscovita xisto grosseiro, enquanto que na segunda aparentam ser uma concreção dentro do mesmo tipo de rocha. Por outro lado, Ellert (1961, p. 50) descreve quartzitos calcossilicáticos formando o que considera seixos de conglomerado na pedreira de xisto granitizado de São Bernardo.

Algumas composições de quartzitos calcossilicáticos são fornecidas na Tabela XVI, juntamente com as obtidas para os aparentes seixos de São Bernardo. Constam também dessa tabela, dados ópticos referentes a alguns minerais dos quartzitos calcossilicáticos.

A textura de tôdas as amostras é gra-

TABELA XVI

	T6-125d	T6-185	Núcleo SB	Borda SB
Quartzo	31	59	45	60
Plagioclásio	28	28	pr	25
Diopsídio	18	—	—	pr
Clinozoisita	13	—	40	pr
Anfibólio	4	4	—	—
Titanita	2	1	5	pr
Grossulária	3	3	pr	5
Apatita	pr	pr	—	—
Opaco	1	pr	—	pr
Calcita	pr	—	pr	pr
Scheelita	pr	—	—	—
Escapolita	pr	—	—	—
Wollastonita	—	—	pr	pr
Allanita	—	pr	—	—
Turmalina	—	pr	—	pr
Muscovita	—	—	pr	7
Biotita	—	—	pr	—
Clorita	—	—	pr	pr
Zircão	—	—	pr	—

Determinações ópticas				
Plagioclásio (An)	90	92	30	10
Diopsídio 2V(Z)	56°	—	—	—
N _x	1,702	—	—	—
N _z	1,730	—	—	—
Z:c	43°	—	—	—
Anfibólio 2V(X)	73°	68°	—	—
N _z	1,690	1,680	—	—
Z:c	20°	15°	—	—
Pleocroísmo X	—	incolor	—	—
Y	—	verde	—	—
Z	—	claro	—	—
Z	—	azul	—	—
Z	—	claro	—	—
Grossulária N	1,778	1,785	—	—

T6-125 — Camada entre mica xistos. Baroneza — Santo Amaro.

T6-185 — Concreção em xisto. Represa Guarapiranga — Jasseguaba — Santo Amaro.

Núcleo e Borda SB — Concreção em xisto granitizado. Pedreira São Bernardo — Lago Azul — São Bernardo (Ellert 1961).

noblástica-xenoblástica, inteiramente recristalizada. Das amostras examinadas, apenas a T6-125 é macroscopicamente bem orientada (Fotomicrografia 14). Sua granulação é sempre fina, ao redor de 0,3 mm. Em um mosaico de cristais de quartzo, mostrando contatos retílineos ou suturados, distribuem-se os demais minerais da rocha. Estes são xenoblásticos e, às vezes, esqueléticos ou poiquiloblásticos, predominando os de natureza calcossilicática. T6-185 (Fo-

tomicografia 15) é pseudo-seixo de composição mais quartzosa e textura granoblástica xenoblástica.

Algumas feições macroscópicas do pseudo-seixos são características. Como observa Ellert (1961), os blocos apresentam contorno arredondado e são quase sempre alongados ou deformados em relações próximas a 1:3, com o eixo maior coincidindo com acamamento e xistosidade da rocha vizinha (Foto 17). Alguns apresentam estrangulamentos, su-

gerindo dois ou mais corpos coalescidos. A frequência dos seixos ao longo de uma mesma camada não é constante. Os seus diâmetros maiores variam entre 15 e 50 cm não se notando tamanhos abaixo ou acima destes limites. Normalmente, a rocha se encontra intemperizada e, quando laminada nessas condições, mostra um mosaico de grãos de quartzo e numerosas manchas de cristais completamente substituídos por substâncias colofórmicas.

A forma de ocorrência e, principalmente a paragênese encontrada, permite supor que os corpos quartzosos redondos representem, não seixos de conglomerado, mas, antes meta-concreções, originalmente areias quartzosas de cimento carbonático. A variação da composição do cimento químico, o tipo e o grau de metamorfismo explicam a variedade da paragênese atual, sempre calcossilicática. Apenas a borda do seixo SB, recolhido na pedreira de rocha granitizada, mostra evidências de passagem à paragênese diorítica, com formação de micas e plagioclásio mais sódico.

Rochas plutônicas granitóides

Tôdas as rochas desse grupo formam corpos concordantes, alongados, dentro dos xistos regionais apresentando tamanhos os mais diversos, desde grandes maciços até estreitas línguas não mapeáveis. Neste último caso, mesmo exibindo textura isótropa não foram diferenciados de gnaisses no mapa geológico anexo.

Para fins de descrição petrográfica, as rochas plutônicas foram divididas em: granitóides pouco ou não orientadas e gnaisses. As primeiras compreendem adamellitos, granodioritos e quartzo dioritos, parecendo representar autênticos produtos de cristalização original magmática. Os gnaisses, de composição também variável, passando de graníticos a quartzo-dioríticos, sugerem pela textura e relações geológicas, gênese mais complexa (cataclase, metassomatismo e granitização).

Nas Tabelas XVIIa e XVIIb são fornecidas análises modais de diversas amostras examinadas, bem como dados ópticos referentes a alguns minerais. Como se pode depreender dessas Tabelas, a composição adamellítica é a predominante.

O tipo de granitóide mais prontamente reconhecido no campo é o adamellito. Este compõe os maciços de Mauá e Guacuri, bem como corpos discretos ao sul de Itapecerica e, possivelmente, o maciço de Três Lagos. Com exceção da última ocorrência, onde se acha totalmente intemperizada, a rocha é encontrada aflorando em numerosos matações (Foto 18). Do ponto de vista textural e mineralógico, se assemelha ao tipo Pirituba, definido por Moraes Rêgo e Souza Santos (1938). Diferencia-se entretanto, por seu caráter peraluminoso, expresso mineralogicamente na presença obrigatória de muscovita ao lado do fato de ser destituído de titanita e epidoto e, por vezes, conter turmalina.

A textura nesses adamellitos é hipidióformica granular, mas poucas vezes se encontra perfeitamente íntegra. Normalmente, a rocha exhibe algum sinal de protocataclase ou cataclase. Alguns fenocristais podem aparecer quebrados e o quartzo raramente escapa à microgranulação. Na amostra U5-49, é possível acompanhar microscopicamente a seqüência original de cristalização magmática: 1.^o) quartzo e plagioclásio, 2.^o) microclínio, 3.^o) microclínio de segunda geração (intersticial) e 4.^o) muscovita.

A textura de alguns granitóides parece indicativa de cristalização metamórfica. Assim, é o caso das amostras T6-89 e F19-1 de Vila Bela e F15 de Itaquera. Nestas, são reconhecidas texturas granoblásticas-xenoblásticas com superimposição de blastomilonítica em pequena escala e parcialmente. A presença de fluorita nos granitóides de Itaquera parece sugestiva de ação pneumatólítica.

Os demais granitóides, formando sempre pequenos corpos intrusivos em

TABELA XVIIa
Análises modais de rochas granitoides do Complexo Cristalino

	T6-102b	T6-89a	T6-120a	T6-120b	T6-122	T6-123	T6-199d	T6-237
Quartzo	29	18	15	11	31	26	20	29
Microclínio	25	pr	18	40	24	13	pr	19
Plagioclásio	34	39	35	40	29	35	46	38
Biotita	10	32	20	8	14	23	28	13
Muscovita	1	11	—	—	—	pr	—	1
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr	1	2	pr
Zircão	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr
Allanita	pr	—	—	pr	pr	pr	pr	—
Epídoto	—	—	pr	—	pr	—	—	—
Opaco	pr	pr	—	pr	pr	2	pr	pr
Calcita	pr	—	—	—	—	—	—	—
Titanita	—	—	pr	pr	2	—	2	—
Clorita	pr	—	—	—	pr	—	—	—
Hornblenda	—	—	11	—	—	—	2	—

Determinações ópticas

Plagioclásio (An)	22-27	23	26	27	30	30	25-30	27
Microclínio 2V(X)	79°	—	—	75-86°	—	—	—	72-80°
Hornblenda 2V(X)	—	—	68°	—	—	—	40-52°	—
Z:c	—	—	16°	—	—	—	—	—
N _{z'}	—	—	1,670	—	—	—	—	1,705
Pleocroísmo X	—	—	amarelo claro	—	—	—	—	verde amarelo
Y	—	—	verde	—	—	—	—	verde escuro
Z	—	—	verde azul	—	—	—	—	azul escuro
Biotita côr	pardo vermelha	pardo vermelha	parda	pardo vermelha	pardo vermelha	parda	pardo verde	pardo vermelha
N _z	—	—	1,655	1,650	1,680	1,655	1,660	1,650

T6-102b — Adamellito porfirítico — 1 km sul de Itapecerica.
T6-89a — Quartzo diorito — Linguas concordantes em xisto. Embu.
T6-120a — Granodiorito — 5 km sul de Itapecerica.
T6-120b — Adamellito porfirítico — 5 km sul de Itapecerica.
T6-122 — Adamellito porfirítico — 5 km sul-sudeste de Itapecerica.
T6-123 — Granodiorito — 5 km sul-sudeste de Itapecerica.
T6-199d — Quartzo diorito. Represa Guarapiranga. Norte de Jassequaba.
T6-237 — Granodiorito — Capão Redondo — Santo Amaro.

xistos e gnaisses, apresentam textura hipidiomórfica granular mal conservada. A textura original acha-se algo modificada por cataclase posterior, seguida de recristalização. Nestes casos, os feldspatos mostram-se fragmentados ou arredondados e o quartzo reúne-se em cordões de granulação menor e textura pavimentosa. Macroscopicamente, a estrutura tende a exibir leve orientação com

a rocha passando, dessa maneira, gradualmente a gnaisse.

Gnaisses

A grande maioria das rochas que denominamos simplesmente gnaisses exibe no campo as feições que outros autores atribuíram a migmatitos homogêneos (Jung e Roques, 1952), ou ainda, em-

TABELA XVIIb

Análises modais de rochas granitóides do Complexo Cristalino

	F-19-1	F15-1	F15-2	F15-3	T7-21	F26-40	U5-16	U5-49
Quartzo	26	32	33	29	35	32	23	31
Microclínio	34	35	30	31	30	28	27	33
Paglioclásio	33	26	29	34	26	32	27	26
Biotita	7	6	5	4	6	7	7	—
Muscovita	pr	1	3	2	2	pr	5	9
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—
Zircão	—	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—
Allanita	pr	—	—	—	pr	pr	pr	—
Epidoto	—	—	—	—	—	pr	—	—
Opaco	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr
Calcita	—	—	—	—	—	pr	1	—
Titanita	—	—	—	—	—	pr	—	—
Clorita	—	—	—	pr	—	pr	pr	—
Fluorita	—	pr	pr	pr	—	—	—	—
Turmalina	—	—	—	—	—	pr	—	—

Determinações ópticas

Plagioclásio (An)	24-30	17-30	23-27	16-23	12-32	10-23	5-15	2
Microclínio 2V(X)	—	—	—	—	77°	78°	—	78°
Biotita côr	parda	pardo vermelha	—	—	pardo vermelha	parda	pardo vermelha	—
N _z	—	—	—	—	1,655	—	1,664	—

F19-1 — Adamellito. Sul de Vila Prudente. Margem direita do rio Tamanduatei.

F15-1 — Adamellito. Pedreira no vale do ribeirão das Pedras. Itaquera.

F15-2 — Adamellito. Pedreira Roque. Itaquera.

F15-3 — Adamellito. Pedreira abandonada. EFCB a oeste de Itaquera.

T7-21 — Adamellito. Guacuri. Santo Amaro.

F26-40 — Adamellito porfirítico. Estrada da Pedreira. Mauá.

U5-16 — Adamellito porfirítico. EFSJ. Entre Mauá e Ribeirão Pires.

U5-49 — Adamellito. 2 km norte da Reprêsa. Estrada para Santo André.

brechitos e anateixitos, nomes que não adotaremos por sua evidente e discutível conotação genética (Barth 1952, p. 368). Os gnaisses ocorrem encaixados em mica xistos grosseiros e afloram esporadicamente em fundos de vales e lajeados de ribeirões encachoeirados.

As composições minerais determinadas microscopicamente encontram-se nas Tabelas XVIIIa e XVIIIb.

Em geral, a estrutura macroscópica é a de gnaisses granitóides, com as micas isorientadas, mas dispersas. Frequentemente, nota-se uma tendência ao maior desenvolvimento de feldspato, porém, são raras as ocorrências de verdadeiros "augen gnaisses". A coloração varia dentre as diversas tonalidades de

cinza. A granulação costuma variar, mesmo em escala microscópica, sendo em média entre 0,1 e 2 mm. Em quase tôdas as amostras, a textura é granoblástica-xenoblástica, (Fotomicrografias 16, 17, 18, 19). Em algumas lâminas, pode-se afirmar que a rocha original foi portadora de textura ígnea, pois alguns agregados não reconstituídos exibem seriação de idiomorfismo, restos de fenocristais com inclusões (Fotomicrografia 17) etc. Outras vezes, caso principalmente dos gnaisses granodioríticos, a textura original parece ter sido diretamente metamórfica, com os componentes xenomórficos e embricados. Mas, estas são apenas vagas impressões, pois tôdas as rochas sofreram, em maior ou

menor grau, deformações para-cristalinas e até pós-cristalinas. Assim, constituem indícios do primeiro caso, a generalizada ocorrência de quartzo concentrado em lentes monominerálicas, de textura pavimentosa, com grãos límpidos e bem recristalizados (Fotomicrografias 16 e 19). As micas tendem a se isorientar em placas ocasionalmente deformadas e os restantes minerais síalicos, embora límpidos, exibem granularidade muito heterogênea.

Estas feições gradam para outras nitidamente miloníticas. Nos casos extremos, mais raros, feldspatos e agregados quartzo-feldspato constituem verdadeiros porfiroclastos de contornos angulosos ou arredondados por fricção tectônica. Persistem as segregações quartzosas em cordões de granulação fina e tanto estes, como os porfiroclastos, podem aparecer cortados ou aureolados por uma "fariinha" milonítica muito fina quartzo-feldspática. Geminações e clivagens dos minerais podem aparecer deformadas e o quartzo exhibe extinção ondulante.

Os minerais componentes variam de propriedades dentro de determinados limites. O microclínio, à semelhança do que ocorre nos granitos, é a única fase de feldspato potássico presente. O ângulo entre os eixos ópticos varia de 64 a 84°. Verificou-se uma estreita correlação entre essa propriedade e o grau de perfeição da geminação gradeada. Quanto mais retas, espaçadas e nítidas as traves, maior o 2V. Inversamente, se a geminação fôr vaga, pouco perceptível ou restrita a manchas, o ângulo 2V diminuirá para valores próximos a 60°. Esta observação óptica tem sido relacionada ao maior ou menor grau de triclinicidade do feldspato, que passa nos limites inferiores de 2V para ortoclásio monoclinico. Segundo Heier (1957, 1961), a transição feldspato triclinico-feldspato monoclinico (470°C) toma lugar a temperaturas pouco inferiores ao limite das fácies anfíbolito-granulito (500°C). Nos gnaisses de São Paulo, não foi observado ortoclásio típico, embora alguns feldspatos se lhe aproximem ópticamente. Conclui-se dêste fato, que

os gnaisses pertencem a zonas intermediárias, ou mais baixas, da fácies anfíbolito, situada por aquêl autor entre os limites 400-500°C. Infelizmente, não foi possível verificar qualquer tendência de variação sistemática naquelas propriedades. Feldspatos, com alta ou baixa triclinicidade, foram observados em amostras relativamente próximas. Contradições semelhantes também observou Binns (1964, p. 317), estudando o metamorfismo na região de Broken Hill, Austrália, petrograficamente semelhante a de São Paulo. Esse autor sugere que o fato resulta da ação de processos metamórficos retrogressivos, hipótese aplicável também aos gnaisses e xistos ao sul da capital.

O plagioclásio costuma ser oligoclásio ou andesina, por vêzes, zonado em sucessão normal, mas com diferenças pequenas de até 13% An entre núcleo e borda. Normalmente, se determinam duas composições nítidas: uma em borda fina e outra no núcleo, tomando quatro quintos do mineral. A passagem entre elas é gradual ou muito brusca. Em ambos os casos, a falta de oscilação não favorece ambientação original magmática.

A biotita é freqüentemente pardo-vermelha o que sugere teor em TiO_2 relativamente alto. Absorve em pardo-esverdeado apenas em rochas que contêm titanita como acessório comum, fato que reforça a hipótese acima. Gnaisses portadores de biotita pardo-verde, e praticamente isentos de muscovita, aparecem por vêzes em faixas NE-SW, da reprêsa de Guarapiranga para oeste. Sua paragenese lembra a dos granitos tipo Pirituba intrusivos no Grupo São Roque. Hornblenda, variedade ferro-hastingsta, também ocorre com alguma frequência. Esses gnaisses exibem textura blastomiloníticas características, convergindo neste aspecto para os gnaisses da 'faixa intermediária'.

Muscovita (em parte secundária), turmalina e granada, acessórios freqüentes, imprimem caráter peraluminoso às demais rochas gnáissicas estudadas. Em algumas amostras, a textura granoblás-

TABELA XVIIIa

Análises modais de gnaisses do complexo cristalino

	T6-29	T6-52	T6-125c	T6-129	T6-135	T6-136	T6-146	T6-151	T6-199f	T6-248	T6-250
Quartzo	35	37	19	27	12	25	35	21	20	24	12
Microclínio	7	38	30	—	15	8	23	43	28	39	21
Plagioclásio	31	14	29	48	38	45	29	24	30	27	34
Biotita	21	9	16	21	27	20	12	9	18	7	22
Muscovita	4	1	5	4	—	2	1	2	—	pr	—
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr	pr	1	pr
Zircão	pr	pr	pr	pr	—	—	pr	pr	pr	pr	pr
Allanita	—	—	—	—	pr	—	—	—	pr	pr	pr
Epidoto	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	pr
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr	—
Opaco	pr	pr	pr	pr	2	pr	pr	1	—	pr	pr
Calcita	—	—	—	—	—	—	pr	—	—	—	1
Titanita	—	—	—	—	pr	—	pr	pr	1	1	4
Hornblenda	—	—	—	—	4	—	—	—	3	—	5
Turmalina	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granada	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Determinações ópticas

Microclínio 2V(X)	—	—	—	—	—	—	80-84°	—	—	76-83°	—
Plagioclásio (An)	22-30	—	30	33	15	37	23	20	33	18-23	24
Hornblenda 2V(X)	—	—	—	—	40	—	—	—	55-60	—	—
Z:c	—	—	—	—	15	—	—	—	15	—	—
N _z	—	—	—	—	1,706	—	—	—	1,700	—	—
P	—	—	—	—	verde	—	—	—	verde	—	—
I	—	—	—	—	amarelo	—	—	—	amarelo	—	—
e	—	—	—	—	claro	—	—	—	claro	—	—
o	—	—	—	—	verde	—	—	—	verde	—	—
c	—	—	—	—	verde	—	—	—	verde	—	—
r	—	—	—	—	verde	—	—	—	verde	—	—
o	—	—	—	—	verde	—	—	—	verde	—	—
i	—	—	—	—	azul	—	—	—	azul	—	—
s	—	—	—	—	escurro	—	—	—	escurro	—	—
m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granada N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotita (côr)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	vermelha	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	vermelha	vermelha	vermelha	vermelha	verde	amarelo	verde	verde	—	—	—
	—	—	1,650	—	1,665	1,645	1,660	1,670	—	1,660	—
N _z	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

T6-29 — Gnaiss granodiorítico — Barragem da represa Guarapiranga.

T6-52 — Gnaiss granítico — 1 km sul de Embu-Mirim.

T6-125c — Gnaiss adamellítico — Baroneza — Santo Amaro.

T6-129 — Gnaiss quartzo diorítico — Baroneza — Santo Amaro.

T6-135 e T6-136 — Gnaiss granodiorítico — Taquaxiara — Santo Amaro.

T6-146 — Gnaiss adamellítico — Embu.

T6-151 — Gnaiss granítico — Embu.

T6-199f — Gnaiss adamellítico. Represa Guarapiranga — Norte de Jasseguaba.

TABELA XVIIIb
Análises modais de gnaisses do complexo cristalino

	T7-148	T7-144	F16-1	F26-17	F26-28	U5-7	U5-50	U5-51	U5-61b	U5-61d	U5-75	F11-9
Quartzo	27	31	33	31	42	37	30	29	17	50	31	35
Microclínio	33	30	4	16	9	27	25	16	—	—	22	23
Plagioclásio	35	26	52	39	37	25	32	31	60	18	31	35
Biotita	3	12	9	9	11	10	12	23	2	19	16	1
Muscovita	2	pr	2	4	1	pr	pr	—	20	12	—	6
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr	pr
Zircão	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—	—	—
Allanita	pr	pr	—	—	—	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr
Epidoto	—	pr	—	pr	pr	pr	pr	1	—	—	pr	—
Clorita	pr	—	pr	pr	pr	—	pr	—	pr	pr	—	pr
Opaco	—	—	pr	—	—	pr	pr	pr	pr	pr	—	pr
Calcita	—	—	pr	pr	—	pr	—	—	—	pr	—	—
Titanita	—	pr	pr	—	—	pr	1	pr	—	—	pr	—
Hornblenda	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalina	—	pr	—	—	—	pr	—	—	—	—	—	pr
Granada	—	—	pr	pr	pr	—	—	—	—	—	pr	—

Determinações ópticas

Microclínio	2V(X)	75-78°	—	64°	62-67°	67-69°	81°	80°	—	—	—	75-80°
Plagioclásio	(An)	10-16	32-45	27-37	22-32	30-35	27-40	42-45	—	5-20	38-42	10-15
Granada	N	—	—	1,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotita (cór)		pardo vermelha	pardo amarela	pardo amarela	pardo vermelha	pardo	pardo amarela	pardo vermelha	pardo vermelha	pardo	pardo vermelha	—
N		1,655	1,637	1,650	—	—	1,637	—	—	—	—	—

T7-148 — Gnaiss adamellitico — Taboão — Diadema.
T7-144 — Gnaiss adamellitico — Rio Bonito — Santo Amaro.
F16-1 — Gnaiss quartzo diorítico linear — Pedreira São Mateus — Guianazes.
F26-17 — Gnaiss granodiorítico — Adutora Rio Claro — Sul da Chácara Rosalina.
F26-28 — Gnaiss granodiorítico — Oeste de Iupeba.
U5-7 — Gnaiss adamellitico — Norte do clube ABC — São Bernardo.
U5-50 — Gnaiss adamellitico — 2,5 km SSW da estação de Mauá.
U5-51 — Gnaiss granodiorítico — 1,2 km SSW da estação de Mauá.
U5-61b e U5-61d — Neossoma quartzo diorítico em xistos — Lago Azul — São Bernardo.
U5-75 — Gnaiss adamellitico — Esquina das ruas Rio Branco e Guarani — Mauá.
F11-9 — Gnaiss adamellitico turmalífero — Aracaré — Itaquaquecetuba.

tica-xenoblástica é bem observada, porém em outras mostra-se apenas vestígal.

O gnaiss, ocorrendo em Lago Azul e Pico do Bonilha em São Bernardo, constitui, por suas características próprias, unidade destacável no Complexo Cristalino. Como se observa macroscopicamente em várias pedreiras da região (Foto 19), é inofismável seu caráter migmatítico, adquirido através de processos granitizantes em metassedimentos, mica xistos e meta-arenitos (Ellert, 1961, pp. 52-53). O resultado final neste estágio metamórfico é a produção de um quartzo-diorito de granulação milimétrica. A textura é granoblástica, sem vestígios de deformação, com quartzo e plagioclásio imbricados, (Fotomicrografia 18). Este costuma ser albíta quase pura, podendo vir acompanhado na mesma lâmina por oligoclásio. Em geral, estão intensamente sericitizados, em especial a albíta. Ao microscópio, a rocha não exhibe orientação, que é entretanto perfeitamente visível à vista desarmada. Em afloramentos, identificam-se tôdas as gradações possíveis entre mica xistos, ocorrendo em faixas subparalelas e onduladas, e o metassoma quartzo-diorítico. Em capítulo posterior, tentaremos demonstrar que a rocha feldspática deve ter evoluído diretamente de um substrato metassedimentar.

Abaixo discriminamos geograficamente os gnaisses, procurando agrupá-los nas duas divisões genéticas principais. A classificação é ainda precária, pois nos baseamos em texturas primárias, em geral modificadas tectonicamente, forma de ocorrência e paragênese minerais pouco distintas.

Paragnaisses: 1 — Gnaisses quartzo-dioríticos de Lago Azul. Aspecto migmatítico. Textura granoblástica. Riqueza em micas.

2 — Gnaisses granodioríticos lineares em Itaquera e Guaianazes. Corpo homogêneo em núcleo de sinclinal. Textura granoblástica. Presença de muscovita e granada.

3 — Gnaiss adamellítico de Aracaré. Possivelmente modificação do segundo.

Textura granoblástica. Quantidade considerável de muscovita e turmalina.

4 — Gnaisses adamellíticos a granodioríticos de ocorrência generalizada. Línguas, lentes ou camadas concordantes em mica xistos. Textura granoblástica indistinta. Composições variáveis. Presença comum de biotita pardo-vermelha acompanhada de muscovita. Por vezes, turmalina ou granada.

Ortognaisses: 1 — Gnaisses adamellíticos e granodioríticos a oeste de Guarapiranga. Lentes concordantes em mica xistos. Textura blastomilonítica, por vezes, porfiroclástica ('augen gnaisses'). Presença comum de biotita pardo verde, titanita e ferro-hastingsita. Ausência de muscovita primária.

2 — Gnaisses adamellíticos nas bordas de intruções maiores (Mauá, Guacuri, Três Lagos). Caracteres microscópicos não verificados.

Metabasitos

Na área abrangida pelo Complexo Cristalino, assinalaram-se alguns corpos de rochas básicas metamorfoseadas. Normalmente trata-se de anfíbolitos, mas em Penhinha, a zona anfibólica parece representar a parte marginal de volumoso corpo com a composição de um biotita-hiperstênio diabásio (cf. Johannsen, 1937, v. III, p. 317). A forma desse corpo de rocha, que denominaremos epidiorito, não está bem definida, pois seus contatos se acham encobertos.

As demais ocorrências de rochas metabasíticas da área constituem típicos anfíbolitos, presentes na forma de lentes ou camadas intercaladas nos mica xistos e gnaisses regionais. De um modo geral, o intemperismo, mais acentuado que na zona do Grupo São Roque, não permite a determinação mais precisa das feições geológicas. Em alguns casos, observou-se lineação em anfíbolitos, paralela à das rochas encaixantes (Foto 20). Na Tabela XIX estão arrolados as composições de oito amostras colhidas no Complexo Cristalino, ao lado de determinações ópticas de alguns de seus minerais que vêm comparadas com duas outras

TABELA XIX
Análises modais de metabasitos do Complexo Cristalino

	T6-65a	T6-65b	T6-199a	T6-199b	T6-199e	T6-199h	Morumbi	F21-8	M5-10	M5-12
Quartzo	1	6	17	5	1	1	pr	—	5	—
Plagioclásio	50	41	8	32	29	19	34	41	33	—
Hornblenda	—	20	70	61	69	79	64	52	58	—
Diopsídio	10	3	—	—	—	—	2	—	—	—
Hiperstênio	3	2	—	—	—	—	—	—	—	14
Biotita	30	27	—	—	—	—	—	—	—	pr
Apatita	1	—	pr	pr	pr	pr	pr	pr	pr	—
Clinzoisita	—	—	—	—	—	—	—	5	2	pr
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
Calcita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanita	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
Opacos	3	1	5	pr	1	1	pr	pr	—	—
Zircão	pr	pr	—	—	—	—	—	—	—	—
Allanita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ortoclásio	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cummingtonita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Espinélio	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85
Granada	—	—	—	—	—	—	—	—	—	pr
										1

	Determinações Ópticas									
	39-48	50-65	90	90	48-50	48-57	50	60	60-65	50-67
Plagioclásio (An)	—	35	79°	78°	80°	80°	82°	80°	75°	83°
Hornblenda	—	66°	14°	13°	15°	15°	15°	17°	16°	14°
ZV(X)	—	13°	1,685	1,674	1,660	1,659	1,663	1,663	1,662	1,671
Z:c	—	1,692	—	1,674	—	1,659	—	—	—	—
N z'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pleocroísmo X	—	verde claro	amarelo claro	amarelo claro	incolor	incolor	incolor	amarelo pardo	incolor	verde claro
Y	—	verde pardo	verde pardo	verde pardo	amarelo claro	verde claro	verde claro	pardo vermelho	verde pardo	verde amarelo
Z	—	verde	verde azul	verde verde	amarelo	verde claro	verde claro	pardo verde	verde claro	verde azul
Diopsídio	53°	56°	—	—	—	—	54°	—	—	—
Z:c	40	39°	—	—	—	—	40°	—	—	—
N y	1,696	1,698	—	—	—	—	1,690	—	—	—
Hiperstênio	53°	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZV(X)	1,725	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N z	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotita cõr	pardo	pardo	—	verde vermelha	pardo clara	pardo clara	—	—	—	—
N z	1,665	1,670	—	1,635	—	1,625	—	—	—	—
Opacos	Magnetita Sulfeto	Magnetita Sulfeto	Magnetita	Magnetita	—	—	—	Pirrotaita	Magnetita	Magnetita

T6-65 a, b, — Epidiorito, Matacões e afloramentos de rocha diaclasada, Av. João Dias, Penhinha, Santo Amaro.
T6-199a, b, c, d — Blocos de afloramento entre mica xistos e gnaisses. Represa Guarapiranga ao sul de Ipava.
Morumbi — Matacões em zona de xistos e gnaisses, Fazenda à margem do rio Pinheiros, Morumbi.
F21-8 — Blocos soltos em extensa faixa anfíbolítica, Norte da Quarta Divisão, Sul de Ferraz de Vasconcelos.
M5-10 — Blocos soltos em zona migmatítica, Km 64 da via Anhanguera.
M5-12 — Blocos soltos em zona migmatítica, Km 63 da via Anhanguera.

coletadas nas imediações de Jundiá (M5-10 e M5-12).

O epidiorito de Penhinha (T6-65) parece ter herdado numerosas feições de rocha ígnea básica (Fotomicrografia 20 e 21). Ainda são nítidos: geminação complexa, hábito ripiforme, zoneamento e inclusões típicas no plagioclásio. Alguns dêstes, de natureza mais cálcica, formam indubitavelmente antigos fenocristais. A textura da massa fundamental é intergranular, com pequenos grãos de clino e ortopiroxênio cristalizados independentemente.

Entretanto, a rocha é muito antiga. As idades, obtidas pelo método K-Ar, forneceram os valores:

Biotita	564,4 m. a.
Plagioclásio	1.360 m. a.

É forçoso admitir que o corpo foi submetido a metamorfismo regional, que lhe modificou, embora de modo incompleto, a composição mineralógica e textura. Deformações, recristalizações e metossomatismo potássio parecem ter sido os fatores responsáveis pela presença de certas feições mineralógico-texturais como encurvamentos de geminação, farto desenvolvimento de biotita, aparecimento de hornblenda e, discutivelmente, de quartzo e ortoclásio (com êste último capeando o plagioclásio).

As amostras restantes são de típicos anfibolitos. Uma delas (F21-8), (Fotomicrografia 22), proveniente da fácies de xisto verde, exhibe feições microscópicas semelhantes às dos anfibolitos do Jaraquá: textura blastofítica perceptível, plagioclásios heterogêneos quanto ao hábito e conteúdo de An, epidotização, anfibólitos pálidos, manchados ou capeados por variedades verdes, esfarrapamentos periféricos de anfibólitos, contatos zigzagantes, heterogeneidade de granulação, deformações, etc. Os demais anfibolitos provêm de zonas de grau metamórfico mais alto e, quando comparados com homônimos de grau mais baixo, apresentam as seguintes tendências nas relações minerais e texturais.

1 — Aumento de granulação nos plagioclásios, diminuição nos anfibólitos e

tendência à equigranularidade (textura granoblástica); (Fotomicrografias 23 e 24).

2 — contatos minerais simplificados. Desaparecem as acículas e esfiapamentos nas bordas de anfibólito. Formam-se mosaicos de grãos poligonais;

3 — inclusões em hornblendas são menos abundantes;

4 — plagioclásios são muito cálcicos: labradorita a bytownita;

5 — hornblendas apresentam tons pardacentos ou amarelados de pleocroísmo, provavelmente por aumento do teor de Ti;

6 — 2V de hornblendas são comparativamente mais altos (ver Fig. 5).

Estas tendências, algumas já verificadas por vários autores (Binns, 1964, 1965; Ward, 1959), levariam eventualmente ao estabelecimento de equilíbrio em alto grau metamórfico.

Incorporamos aos anfibolitos, a rocha cummingtonítica (M5-12) que evidentemente não obedece aos padrões mineralógicos acima enunciados. Trata-se de rocha originalmente metabásica, a julgar por sua composição mineralógica atual, metamorfoseada em fácies almandina anfibolito (Turner 1960, p. 550). Além da cummingtonita, foram também reconhecidos: bronzita em cristais poiquiloblásticos, pleonasto em pequenos grãos verdes intersticiais e uma granada, da série piropo-almandina, em cristais incolores. Os minerais micáceos estão representados por flogopita e uma clorita incolor (amesita), distribuída em pequenos ninhos intersticiais.

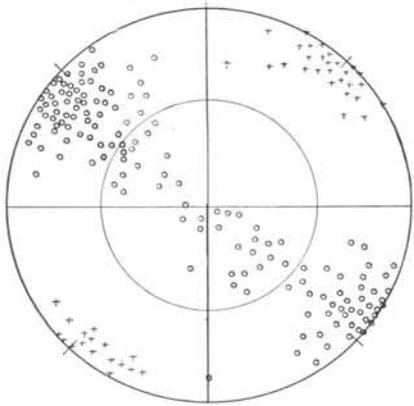
Estruturas

Para fins de análise estrutural, a área abrangida pelo Complexo Cristalino foi dividida em setores, onde se procurou distinguir certa homogeneidade de caracteres.

A — Zona sudoeste. Compreendida entre Morumbi, Embu, Serra Taquaxiara e Riviera.

Nesta região ocorrem xistos intercalados a gnaisses, ambos injetados por pegmatitos. As estruturas são marcadas

mente NE nas zonas de Taboão, Embu e Valo Velho. Como se pode verificar no diagrama da figura 8, as direções planares são constantes em torno de $N40^{\circ}E$, o mesmo acontecendo com a lineação quase horizontal (o máximo de projeções sugere caimento de 0° a 10° para NE). Os mergulhos variam de 0 a 90° para NW ou SE, mas a maior proporção fica entre 45 e 90° . A observação de campo sugere uma estrutura maior de dobra isoclinal anticlinal, de eixo subhorizontal e superfície axial vertical. Os dados projetados em diagrama evidenciam nítido dobramento cilíndrico.

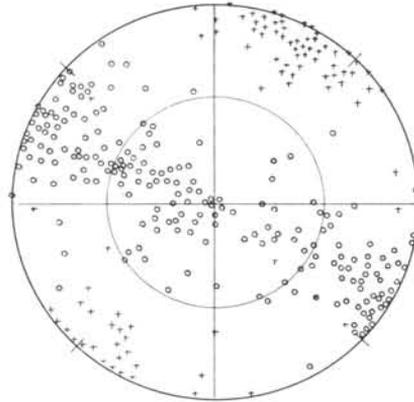


Taboão, Embu, Valo Velho
 o polos de estruturas planares
 + lineações

Fig. 8

A situação é muito parecida se passarmos para a faixa entre a Serra de Taquaxiara e Vila Andrade (Fig. 9). Apenas o eixo de dobramento inflecte para $N25^{\circ}E$, o que corresponde às lineações e estruturas planares no campo. Maior porcentagem de mergulhos de pequeno ângulo são aqui projetados. Os dobramentos já se apresentam em escala de afloramento. Em Vila Andrade, mesmo os rígidos e competentes quartzitos acham-se deformados em dobras concêntricas de eixo subhorizontal (Fotos 15 e 16). Para o sul de Vila Andrade, as sucessões xisto-gnaiss mantêm as direções NNE, mas os mergulhos são imprevisíveis. Em determinado horizon-

te da faixa de xistos entre Socorro e Riviera, até direções e caimentos de eixos são irregulares e a rocha, muito alterada, assemelha-se a um migmatito de estrutura convulsionada, injetada lit-par-lit e por vêzes brechada.



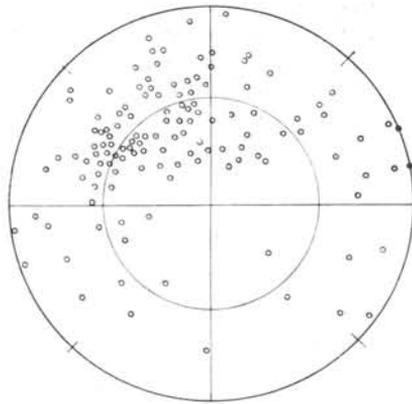
Faixa do Morumbi a Taquaxiara
 o polos de estruturas planares
 + lineações

Fig. 9

B — Reprêsa de Guarapiranga. Entre Ilha de Cumbica e Jasseguaba.

Nesta área, os dobramentos em xistos se fazem em torno de eixos divergentes e com caimento mais forte. Na parte norte da enseada, é $N15^{\circ}E$, $25^{\circ}SW$, passando a $N15^{\circ}W$, $40^{\circ}SE$ na parte ocidental. Esta desarmonia se reflete na projeção de polos que não se alinham em cintura zonal definida (Fig. 10). Observa-se apenas um máximo em torno de $N45^{\circ}E$, $45^{\circ}SE$. Em afloramentos, as estruturas são mais complexas. Formam-se algumas dobras "parasitas" com caimentos de eixo divergentes. Os pegmatitos são abundantes e os xistos adjacentes empinam-se, mostrando atitudes diferentes da média.

Esta é uma região de convergência de duas estruturas maiores, a que percorre as margens ocidentais da reprêsa (NNE, com mergulhos de 30 a $40^{\circ}SE$) e a que domina ao sul da Ilha de Cumbica (EW, com mergulhos 30 a $40^{\circ}S$). Constituem ambas fôlhas de xisto separadas provavelmente por lente de gnaiss, ainda visível em pontas de penínsulas.



Reprêsa Guarapiranga
entre ilha Cumbica e Jasseguaba
○ polos de estruturas planares
+ lineações

Fig. 10

C — Zona Sul.

Xistos e gnaisses se sucedem em direção NE e mergulhos moderados. Os mergulhos regionais são para SE, mas duas intrusões graníticas, Guacuri e Três Lagos, forçam adaptações nas encaixantes. Entre os dois maciços se sucedem dobras com caimento de eixo para SW (Foto 21), expresso nas lineações de corrugamento dos xistos (Foto 22). A terminação NE do corpo de Três Lagos chega a desviar as estruturas dos xistos para NW. Esta deformação parece ter criado uma sombra de pressão mais para SE, favorecendo a mobilização metassomática recendo a mobilização metassomática e a quartzo-dioritização das rochas de Lago Azul e Pico do Bonilha. Estes são aliás alguns dos raros exemplos de rochas quartzo-feldspáticas em todo o Complexo que não exibem evidências de deformações no estado rígido.

D — Zona SE.

A secção que acompanha o mapa geológico demonstra como o autor interpreta as estruturas. O maciço de Mauá tem a forma lenticular tanto na secção horizontal (mapa), como aparentemente na vertical. Nas vizinhanças imediatas dos contatos, xistos e gnaisses apresentam mergulhos fortes, convergindo para o maciço.

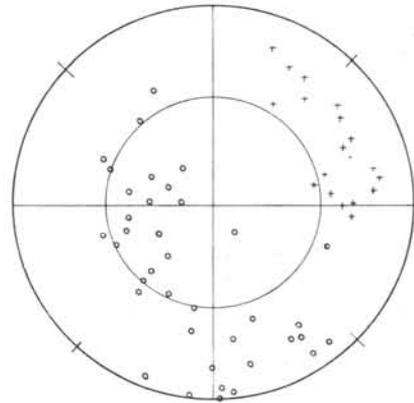
A região a SE de Ribeirão Pires, pou-

co visitada, parece constituir-se essencialmente de gnaisses com mergulhos homogêneos para SE.

E — Zona E. A sinclinal de Itaquera.

Na região setentrional do granito de Mauá, os mica xistos grosseiros e metaarenitos interestratificados, algumas vezes em atitude horizontal, definem crista de dobra anticlinal. A julgar pelas lineações observadas, seu eixo é sinuoso, caindo suavemente, ora para NE ora para SW.

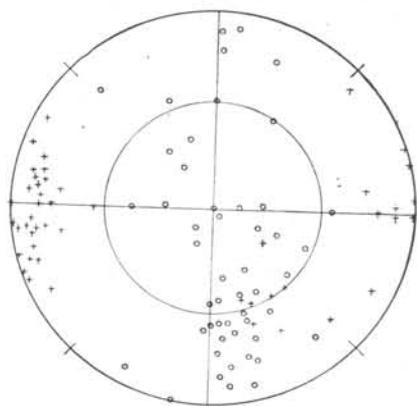
Mais ao norte, os mergulhos de xistos, relativamente finos e pouco pegmatizados, são moderados e constantes para NW. Formam o flanco SE de uma ampla e curiosa estrutura sinclinal não plana e não cilíndrica. As lineações indicam que, entre Rudge Ramos e Sapobemba, o eixo cai 10 a 30° para N40E. Daí até Guaianazes desvia-se para N80°E, com pequenos caimentos para leste, os quais se invertem para oeste, na zona de Ferraz de Vasconcelos (Figs. 11 e 12).



Sapobemba, Faz. Aricanduva, Faz. Carmo
○ polos de estruturas planares
+ lineações

Fig. 11

A dobra mostra-se bem preservada no flanco sul e na zona do "nariz", onde foi tomada a maior parte das medidas. O flanco norte está em grande parte coberto por sedimentos. De observações esparsas em janelas, deduz-se que a estrutura nesse lado perde sua individualidade e dilui-se em um con-



Ferraz de Vasconcelos
 o polos de estruturas planares
 + lineações

Fig. 12

junto litològicamente heterogêneo, em atitudes mais empinadas e direções próximas a E-W. Este aspecto é altamente sugestivo de transposição de estruturas por efeito de um tectonismo superimposto, provàvelmente ligado ao falhamento de Taxaquara. A Figura 13, esquematiza a situação do mapa.

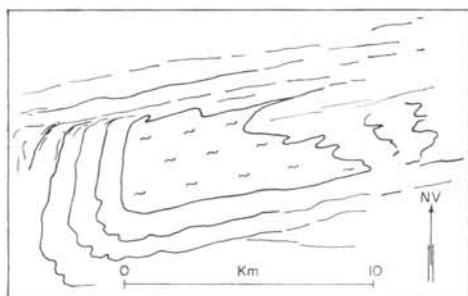


Fig. 13 — Esquema estrutural da sinclinal de Itaquera

A FAIXA GNÁISSICA INTERMEDIÁRIA

Trata-se do prolongamento da falha de Taxaquara de Hennies *et al.* (1967, p. 18). É definida por uma sequência espessa de gnaisses heterogêneos de aspecto macroscópico freqüentemente migmatítico (embrechitos, diadisitos e anatexitos) e microscópico intensamente milonítico. Separa o bloco de rochas do

A sinclinal tem como feição singular a presença de gnaisse ocupando parte de seu núcleo. É difícil interpretar a origem dessa rocha no interior de tal estrutura. Exibe forte lineação de atitude idêntica à dos xistos externos. Seu pequeno caimento, em qualquer parte do corpo, e a textura metamórfica excluem a hipótese de intrusão magmática ascendente. Tudo indica que o gnaisse forma uma camada concordante na sequência xistosa, o que nos deixa com duas explicações plausíveis. Poderia constituir um "sill" granítico pre-tectônico sobre o qual o metamorfismo posterior imprimiu as mesmas estruturas das encaixantes ou, alternativamente, seria o produto de granitização agindo sobre metassedimentos. Em abono da última explicação ocorrem fatos sugestivos: 1) à despeito da pobreza de afloramentos nos arredores de Lageado Velho, o gnaisse linear aparenta passar gradualmente a um mica-quartzo xisto linear com pouco ou nenhum feldspato; 2) esta variação ocorre na direção das estruturas. Nestas condições, gnaisses e mica-quartzo xisto constituem uma unidade estrutural contínua; 3) em várias pedreiras ao sul de Itaquera e Guaianazes, encontram-se "schlierens" micáceos fusiformes, orientados paralelamente às lineações do gnaisse encaixante e dos mica-quartzo xistos de Lageado Velho; 4) a composição do gnaisse (amostra F16-1, da Tabela XVIIIb), muito rico em quartzo e contendo minerais aluminosos (granada, muscovita), sugere realmente origem metassedimentar; 5) um núcleo adamellítico em Cidade Líder, com fraça gnaissificação poderia representar o produto final de granitização.

Grupo São Roque, ao norte, dos mica xistos, gnaisses e granitos que prevalecem ao Sul.

Esta faixa apresenta feições mais próximas de lineamento ou zona de cisalhamento antiga. Observam-se numerosíssimos níveis, de movimentação intensificada e mais moderna, com produção de

xistos miloníticos. Mas, tôdas as rochas envolvidas evidenciam efeitos cataclásticos em graus variáveis.

Distribuição geográfica

Os gnaisses da faixa intermediária acham-se bem expostos em numerosos matações e pedreiras à oeste do rio Pinheiros. Nesta área, fazem contatos bruscos, ao norte, com uma delgada zona de filitos atribuíveis ao Grupo São Roque, em grande parte cobertos pelos aluviões do rio Tietê. Tanto gnaisses como filitos, mostram direções próximas de E-W. Para o sul, os gnaisses assumem direções NEE-SWW, as mesmas das sequências xisto-gnáissicas do Complexo Cristalino, com as quais fazem provável contato de falha. Uma crista de morros alongados, configurando uma estrutura retilínea ao norte de Embu e Taboão, marca o limite meridional dos gnaisses intermediários.

A faixa assim afunilada penetra a zona mais construída da cidade por baixo de sedimentos. Raríssimos afloramentos semi-intemperizados no Alto da Lapa e Campos Eliseos identificam os mesmos gnaisses.

À leste do rio Tamanduateí, dever-se-ia esperar a continuação da faixa na mesma direção EW adotada também pelo rio Tietê. Entretanto, as numerosas exposições, que se encontram às margens do último rio até Manoel Feio, são de granito Pirituba pouco deformado, não se identificando os mesmos tipos heterogêneos de gnaisses do Butantã. As direções estruturais neste trecho acham-se desviadas para NE-SW.

Por outro lado, em Manoel Feio e Itaquaquetuba, o granito Pirituba volta a se mostrar intensamente cataclásado e gnaissificado em direção próxima a E-W. Imediatamente ao sul, desaparece o granito Pirituba e passa-se a uma faixa de gnaisses claros lineares (Aracaré), atingindo-se então zona de xistos e meta-arenitos profundamente decompostos. Neste trecho, as direções ainda são E-W. É possível que o lineamento de Taxaquara haja alcançado Itaquaquetuba desde a Penha totalmente encoberto por sedimentos. Admitido êste fa-

to, tornar-se-ia fácil explicar a transposição ocorrida no flanco norte da sinclinal de Itaquera (Fig. 13).

Petrografia e Mineralogia

Distinguimos dois tipos principais de gnaisses na faixa.

Gnaisses de Embu

São rochas cinzentas, equigranulares, de granulação fina à média, e frequentemente exibindo lineação subhorizontal. Afloram profusamente em morros alinhados segundo N70E e percorridos em suas cumieiras pela estrada da Reprêsa de Cotia. Compõem uma faixa retilínea, de aproximadamente 1 km de largura, ladeando afluente do ribeirão Pirajussara, passando ao norte de Taboão e Embu, seguindo naquela direção para sudoeste.

A composição mineralógica desses gnaisses é a de um adamellito, variando, em seis lâminas examinadas, nas seguintes proporções:

Quartzo	12-29
Microclínio	23-39
Plagioclásio	22-34
Biotita	9-13
Muscovita	1-7
Titanita	pr-2
Opaco	pr-2
Calcita	pr-1
Apatita	pr-1
Allanita	pr-1
Zircão	pr
Epídoto	pr

Em amostras situadas a sudoeste de Embu, foram também identificados: fluorita, turmalina e gadolinita.

A textura é blastomilonítica e, possivelmente, blastopsamítica. Os feldspatos, em particular microclínio, tendem a formar grãos maiores arredondados, enquanto que o plagioclásio, com rara geminação, mostra-se relativamente alterado. Em geral o microclínio exibe nítida geminação que, entretanto, pode faltar parcialmente em largas áreas ou totalmente em certos grãos "clásticos". A mirmequita se desenvolve parcialmente nas bordas, parecendo de certa forma ero-

dida. Via de regra, o quartzo ocorre concentrado em cordões monominerálicos de textura em mosaico. Também apresenta-se disperso entre os demais componentes ou ainda, formando associações simplectíticas com a muscovita, uma feição microscópica característica destes gnaisses. A biotita, pardo escura ou pardo-esverdeada, aparece em palhetas minúsculas disseminadas no interior dessas rochas. Titanita e allanita são acessórios muito freqüentes, com o primeiro mostrando-se por vêzes fortemente pleocróico em tons pardos.

A cataclase antiga nessas rochas é sugerida pelo arredondamento dos grãos maiores, segregação de quartzo e algumas deformações permanentes. A recristalização se efetuou sob pressão de água e voláteis, como sugere a riqueza de muscovita secundária, carbonatos, titanita com terras raras(?), allanita e presença de minerais pneumatolíticos como fluorita, turmalina e até mesmo gadolinita.

Não podemos assegurar uma origem granítica inicial para êsses gnaisses. Contudo, certos caracteres texturais como: ausência de megacristais, heterogeneidade do microclínio e erosão da mirmequita poderiam igualmente sugerir um desenvolvimento metamórfico a partir de grauvaques.

Gnaisses do Butantã

Essas rochas ocorrem em ampla zona, à oeste do rio Pinheiros, desde Carapicuíba até Butantã. Franco (1956) foi quem primeiro as investigou petrograficamente.

São rochas granitóides associadas a camadas leucocráticas, quartzo-feldspáticas, e a outras mais escuras, biotíticas ou anfibólicas. A estrutura macroscópica comumente verificada é a gnáissica bandada em determinados níveis, exibindo dobras apertadas e até mesmo ptigmáticas. Predominam os leitos de "augen" gnaisses com "olhos" ou elipsóides de microclínio, de alguns milímetros a 5 ou 6 centímetros, alongados na direção da xistosidade. Na pedreira Jaraquá e áreas adjacentes, essa feição é

mais rara, ocorrendo um gnaisse mesocrático atravessado por veios pegmatíticos contorcidos e interrompidos. Temos observado uma nítida relação entre o tamanho dos "olhos" e o grau de milonitização da matriz. À medida que esta diminui em granulação aumentando a xistosidade, menor é o tamanho dos cristais de microclínio e maior o seu arredondamento. Nestas condições, não temos dúvidas em afirmar que o feldspato é realmente porfiroclástico, herdado de rocha granítica porfirítica, devendo-se o arredondamento ao transporte tectônico entre lâminas da rocha. Trata-se do mesmo microclínio encontrado nos granitos tipo Pirituba, de larga ocorrência ao norte do rio Tietê. Também o plagioclásio, em tamanhos menores, forma porfiroclastos (Fotomicrografia 26).

Os constituintes essenciais são: microclínio, plagioclásio (oligoclásio) e biotita, variando as proporções mútuas com a camada observada. Em determinados horizontes, especialmente na parte mais próxima ao Tietê, foi também identificado ao microscópio um anfibólio fortemente pleocróico (em verde e azul escuro), de ângulo axial pequeno (40-60°) e $N_z = 1,69-1,70$, que identificamos como sendo ferro-hastingsita (Fotomicrografias 25 e 26). Êste mineral se encontra algumas vêzes concentrado e associado a plagioclásio, em camadas anfibolíticas como as descreve Franco (1956, p. 44). É possível que a ferro-hastingsita tenha se formado durante o metamorfismo dinâmico por metassomatose com adição de ferro à hornblenda comum de restos anfibolíticos. Entretanto, na maior parte das vêzes, aquêle mineral acha-se espalhado em matriz granítica altamente cataclada. Os contornos losangulares não relacionáveis às clivagens internas, bem como as deformações e microgranulações atestam que o mineral é anterior ao metamorfismo dinâmico e provavelmente já existiria em granitóides vizinhas ao lineamento de Taxaquara. Realmente, foi êle encontrado em lâminas de adameilito Pirituba não deformado em Pimentas. Aliás, cumpre acrescentar que

ampla ocorrência de ferro-hastingsita em rochas graníticas tem sido últimamente reconhecida por numerosos autores (Sahama, 1947; Savolahti, 1956; Buddington e Leonard, 1953).

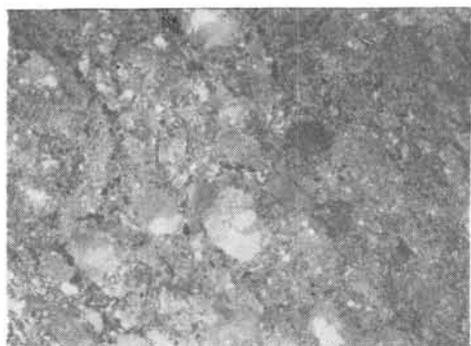
Os minerais acessórios mais frequentes, pela ordem, são: titanita, epidoto, apatita, allanita, calcita e zircão.

A marca distintiva dessas rochas é sua textura milonítica. Qualquer lâmina microscópica apanhando camadas diferentes, sejam elas claras, de aparência neossomática, sejam elas escuras, anfibólicas ou biotíticas, exibirá sempre em maior ou menor grau as feições típicas de cataclase. Onde o processo foi mais enérgico, o quartzo se apresenta microgranulado até dimensões sub-microscópicas, restando grãos maiores estirados, torcidos e com forte extinção ondulante (Fotomicrografias 25 e 28). Feldspatos, também moídos perifêricamente, exibem clivagens torcidas, extinção ondulante e formas lenticulares ou irregulares. O mesmo acontece com os componentes máficos maiores. Um pó milonítico preenche fraturas e micro-falhas dos porfiroclastos, formando uma rede de cordões subparalelos isorientados com as lâminas de biotita e sericita secundárias.

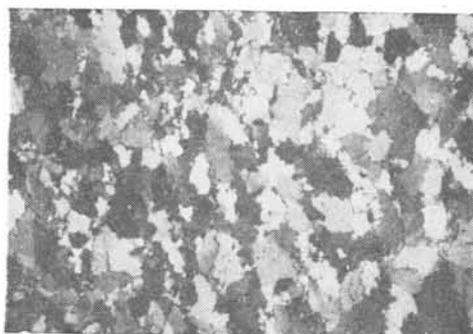
Em camadas mais preservadas ou recristalizadas, a granulação é maior, mas

muito heterogênea. Mesmo os porfiroclastos mostram freqüentemente fraturas abertas, preenchidas por quartzo granular. A biotita se isorienta e o quartzo comumente forma agregados com textura pavimentosa (Fotomicrografia 27).

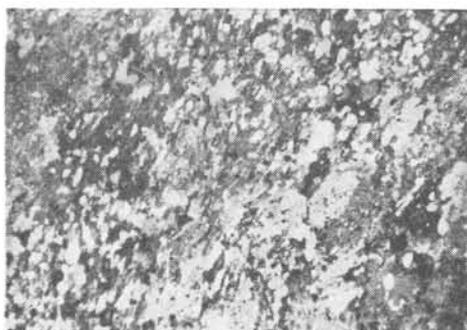
Acreditamos, com os dados macro e microscópicos disponíveis, que as rochas descritas sejam o produto de metamorfismo cataclástico profundo (porque parcialmente recristalizadas) e superficial agindo em corpos inicialmente heterogêneos. É possível que, nas fases iniciais do processo, tenha ocorrido alguma metassomatose responsável pelo aparecimento de certas feições migmatíticas, como dobras ptigmáticas, e camadas mais acentuadamente leucocráticas. É difícil avaliar a importância de tal contribuição, nos moldes sugeridos por Franco (1956), que admite inclusive o crescimento metassomático do microclínio. Em nossa interpretação, dada a proximidade de grandes batólitos de granitos Pirituba, ocorreu simplesmente a reconstituição dinamo metamórfica dos mesmos juntamente com algum metassedimento e metabasito, alcançados que foram pelo grande falhamento de Taxaquara.



Fotomicrografia 1 — Metagrauwaque. Jaraguá. F7-117. Nicóis a 45.º 16x. Textura blastopsamítica. Grãos clásticos de quartzo, feldspato e agregados algo deformados em matriz sericitica xistosa.



Fotomicrografia 2 — Quartzito. Morro Doce. F4-48. Nicóis cruzados 13x. Textura granoblástica pavimentosa. Formado essencialmente de quartzo recristalizado.



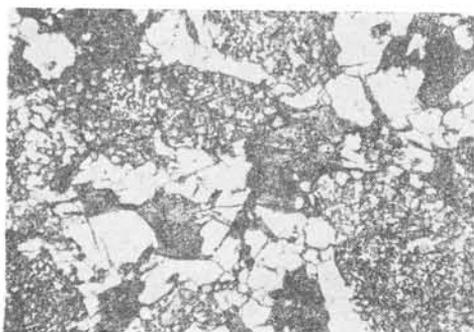
Fotomicrografia 3 — Mica xisto. Inclusão em granito. Pedreira Cantareira. Tremembé. F6-2. Nicóis cruzados. 13x. Textura granoblástica e lepidoblástica. Formado essencialmente de quartzo, muscovita e biotita. Porfiroblastos poiquiloblásticos geminados no canto esquerdo superior são de oligoclásio.



Fotomicrografia 4 — Mica xisto. Estrada de Cambinas. F4-1a. Nicóis descruzados. 13x. Mostra a textura lepidoblástica normal e corpos lenticulares escuros formados por agregados fibrosos de sillimanita. Quartzo (branco) e muscovita (cinza claro). Biotita, placas menores impregnadas de opaco.



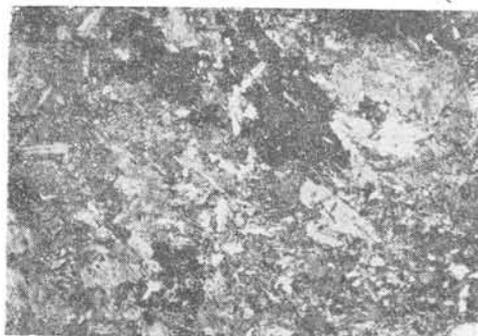
Fotomicrografia 5 — Km 29,5 da via Anhangueira. F4-25a. Nicóis descruzados. 13x. Porfiroblastos de estaurólita adaptados à xistosidade da rocha lepidoblástica composta essencialmente de quartzo granular (branco) e muscovita (cinza claro).



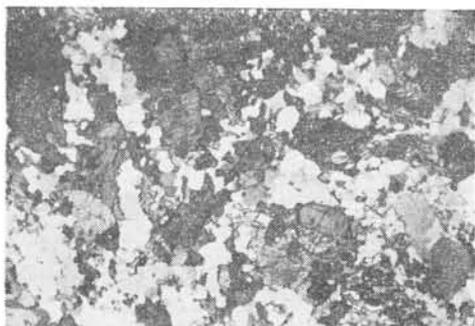
Fotomicrografia 6 — Mica xisto, Km 29,5 da via Anhanguera, F4-26b, Nicóis descruzados. 13x. Porfiroblastos poiquiloblásticos de estaurolita em rocha granoblástica constituída de quartzo (branco) e biotita (cinza escuro a preto).



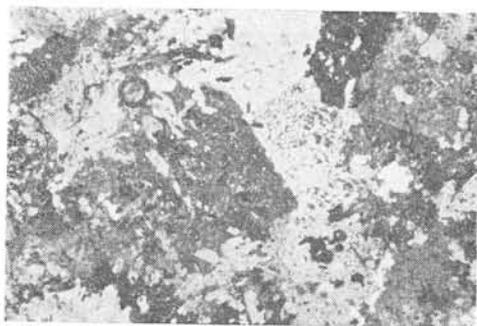
Fotomicrografia 7 — Granodiorito. Estrada d'Oeste ao norte de Quitaúna, T2-39. Nicóis a 45.º 10x. Textura hipidiomórfica granular. O quartzo, límpido e intersticial, mostra alguma deformação. Plagioclásio ripiforme, sericitizado zonado e com geminação complexa.



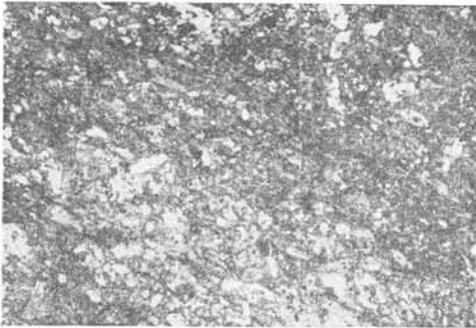
Fotomicrografia 8 — Vila Jaguará, F7-60a. Nicóis paralelos. 13x. Exibe textura blastofítica. Pequenas ripas de plagioclásio branco e cinza claro penetram grandes cristais de hornblenda (cinza claro a escuro) em contatos irregulares.



Fotomicrografia 9 — Anfíbolito. Km 33 da via Anhanguera, M10-K33. Nicóis paralelos 13x. Hornblenda (cinza em diversos tons) e plagioclásio (branco e cinza claro) não geminado compõem um mosaico granoblástico.



Fotomicrografia 10 — Anfíbolito. Estrada Perus-Santana do Parnaíba, F4-109. Nicóis a 45.º. 16x. Hornblenda (cinza escuro), magnetita (preto) e plagioclásio (branco e cinza claro). O plagioclásio aparece sob a forma de pequenos cristais idiomórficos (lado superior), grandes cristais poiquiloblásticos (lado inferior) e interrescido com quartzo em associação mirmequítica (centro).



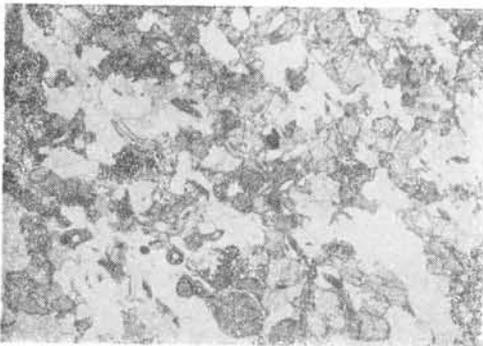
Fotomicrografia 11 — Clorita xisto. SW do morro Catunuma. F7-5b. Nicóis paralelos. 16x. Clorita (cinza) em textura lepidoblástica, epidoto (pequenos grãos de alto relêvo) e albita em cristais alongados e arredondados (branco e cinza claro).



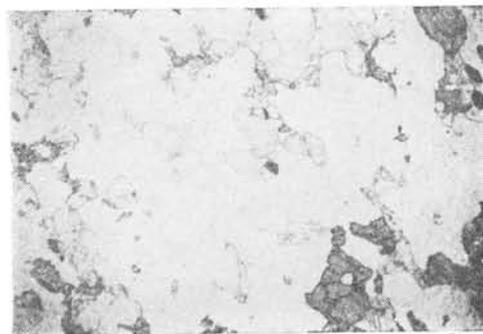
Fotomicrografia 12 — Mica xisto. Chácara Rosalina. F26-16a. Nicóis a 45°. 23x. Porfiroblastos deformados de muscovita e quartzo granular.



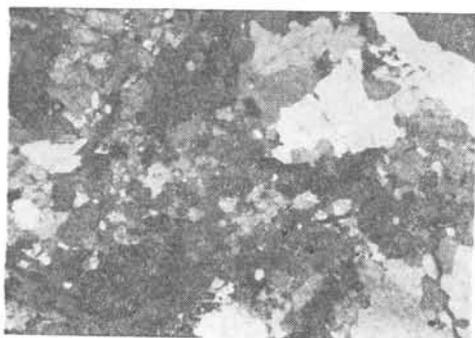
Fotomicrografia 13 — Meta-arenito. Morro do Correia. F26-42d. Nicóis a 45°. 31x. Textura granoblástica. Mosaico de quartzo e feldspato (este exibindo clivagens) servem de fundo para mica isorientada e alguns grãos de granada (alto relêvo).



Fotomicrografia 14 — Quartzito calcossilicático. Embu Mirim. T6-125. Nicóis a 45°. 26x. Textura granoblástica. Quartzo (branco a cinza, sem relêvo), plagioclásio (idem, com clivagem ou geminação), diopsídio, granada, anfibólio (cinza claro, alto relêvo), titanita, pequenas navículas (cinza escuro) e alguns cristais arredondados (cinza escuro, em baixo) de scheelita.



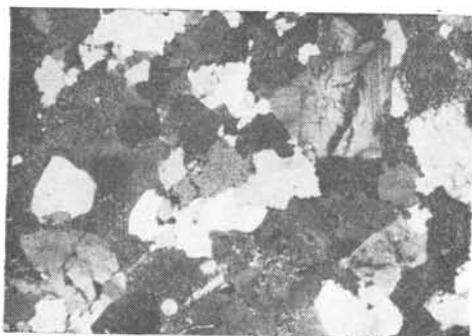
Fotomicrografia 15 — Quartzito calcossilicático. Jasseguaba. T6-185. Nicóis descruzados. 16x. Em fundo de quartzo granoblástico (branco) destacam-se; anortita (branco de relêvo médio), granada (cinza escuro, alto relêvo) e titanita (navículas, preto).



Fotomicrografia 16 — Gnaise quartzo-diorítico. Guaianazes. F16-1. Nicóis a 45.º 12x. Segregação de quartzo (alto à direita) e agregado granoblástico de quartzo, plagioclásio e biotita. Alguns pequenos cristais de granada em baixo à esquerda. A textura geral sugere milonitização parcial anterior à recrystalização.



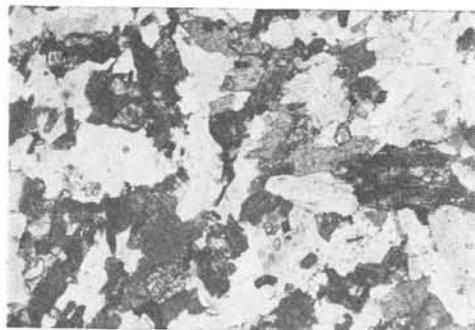
Fotomicrografia 17 — Gnaise granodiorítico. U5-75. Nicóis cruzados. 10x. Textura granoblástica. Quartzo segregado em agregado recrystalizado (lado superior), feldspato e biotita com alguma evidência de milonitização à esquerda e grande cristal de microclínio (à direita em baixo) com inclusões e aparentemente substituindo plagioclásio no centro.



Fotomicrografia 18 — Quartzo diorito. Lago Azul. U5-61e. Nicóis cruzados. 12x. Quartzo límpido e plagioclásio sericitizado em textura granoblástica.



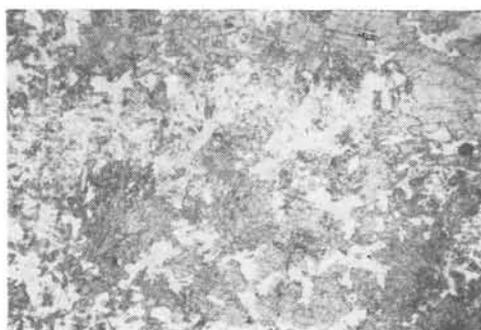
Fotomicrografia 19 — Gnaise ademelítico. Aracaré. F11-1. Nicóis cruzados. 12x. Quartzo concentrado em agregados pavimentosos de gran grossa, separados por mica, feldspatos e quartzo microgranulados e cristais maiores de feldspatos arredondados.



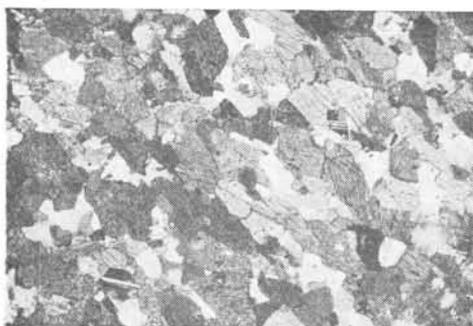
Fotomicrografia 20 — Epidiorito. Penhinha. T6-65a. Nicóis paralelos. 36x. Textura blastofítica. Labradorita ripiforme (branco a cinza claro) incluindo bastonetes de apatita, biotita (cinza médio a preto, relêvo médio) e piroxênios (cinza, alto relêvo).



Fotomicrografia 21. Epidiorito. Penhinha. T6-65b. Nicóis a 45.º 27x. Textura blastofítica. Como a anterior, mais hornblenda indistinguível de biotita.



Fotomicrografia 22 — Anfibolito. Sul de Ferraz de Vasconcelos. F21-8. Nicóis descruzados. 12x. Agregados confusos de plagioclásio sericitizado e epidotizado, algumas vezes mais límpidos e ripiforme. Hornblenda em porfiroblastos poi-quiloblásticos, prismas isolados pequenos e agulhas.



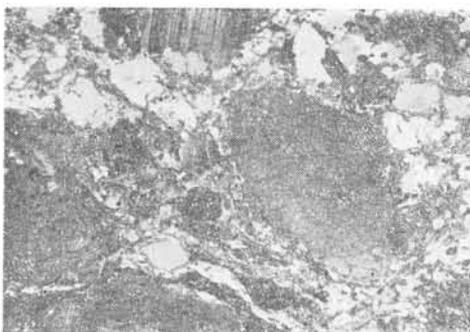
Fotomicrografia 23 — Anfibolito. Morumbi. Nicóis a 45.º 13x. Plagioclásio (relêvo baixo, geminado) e hornblenda (relêvo alto, clivagem) em textura granoblástica.



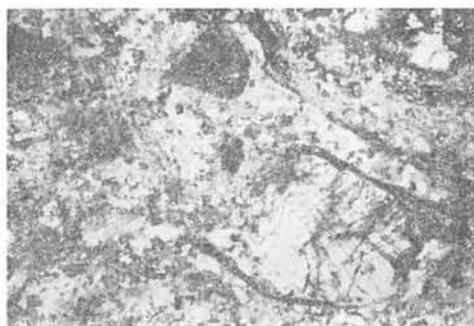
Fotomicrografia 24 — Anfibolito. Sul de Ipava. Nicóis paralelos. 13x. Plagioclásio e hornblenda em textura granoblástica.



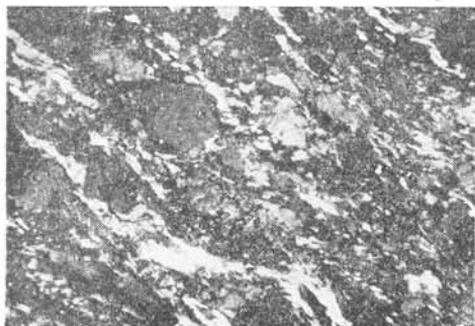
Fotomicrografia 25 — Gnaise milonítico. Entre Carapicuíba e Embu. T2-36b. Nicóis paralelos. 12x. Porfiroclastos de feldspatos e alguma biotita e ferro-hastingsita imersos em massa fina de rocha moída.



Fotomicrografia 26 — Gnaise milonítico. Buntã. Nicóis a 45.º 12x. Quatro porfiroclastos de plagioclásio e ferro-hastingsita (este a esquerda) em massa milonítica de cristais menores e rocha moída em disposição fluxionar.



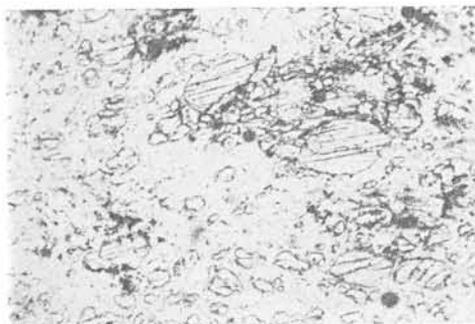
Fotomicrografia 27 — Gnaise milonítico. Hipodromo. Nicóis a 45.º 12x. Alguns porfiroclastos de feldspato e massa de rocha moída, separados e envolvidos por agregado de quartzo de granulação fina, recristalizado.



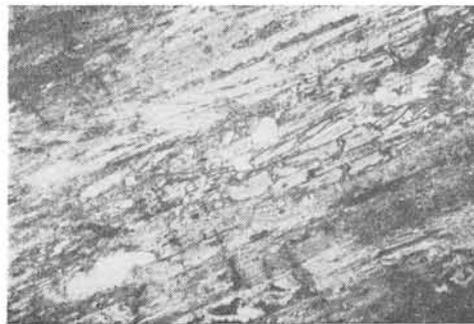
Fotomicrografia 28 — Milonito. Rua Guaianazes, esquina de Alameda Glette. Nicóis a 45.º 12x. Porfiroclastos de feldspato imersos em camadas de rocha moída e tiras de quartzo muito deformado.



Fotomicrografia 29 — Inclusões de sillimanita em muscovita. Vila Tanque. U5-55b. Nicóis paralelos. 87x. Alguilhas de sillimanita suborientada se dispõem em direções transversais à clivagem (horizontal) da muscovita.



Fotomicrografia 30 — Sillimanita alterada. Sul de Itapeperica. T6-116. Nicóis descruzados. 78x. Restos de sillimanita (alto relevo) em cristais cortados transversalmente e isorientados acham-se completamente ilhados por sericita fina (baixo relevo).



Fotomicrografia 31 — Sillimanita alterada. Via Anchieta. U5-70. Nicóis paralelos. 13x. Restos de sillimanita (alto relevo) cortada longitudinalmente, envoltos por sericita, muscovita e fibrolita.

METAFORMISMO

Metaformismo regional

A investigação das associações minerais das rochas metamórficas em capítulos precedentes teve por finalidade principal elucidar as condições de metamorfismo. Como grande parte dos metassedimentos expostos na área são de natureza pelítica, servirão êsses de base para a discussão. Os anfibólitos serão abordados superficialmente, já que suas feições mineralógicas texturais e químicas exigem esclarecimentos que não estamos em condições de fornecer.

Apesar da escassez de afloramentos e precariedade das lâminas em rochas semi-intemperizadas, podemos verificar que os sedimentos argilosos sofreram metamorfismo progressivo, que resultou em mudanças mineralógicas e texturais tanto contínuas como descontínuas. Foi usado no levantamento o método isográfico de Barrow (1893) e Tilley (1925) que define o grau de metamorfismo de filitos e xistos pelo aparecimento de certos minerais índices aluminosos, apresentados na Fig. 14. Em vista das circunstâncias, o esquema apresentado deve ser considerado como uma experiência de resultados provisórios.

A ocorrência de minerais índices é em parte função da composição total das rochas e por isso vários pesquisadores (Eskola, 1927; Turner e Verhoogen, 1960, Fyfe *et al.*, 1958; Winkler, 1965) os tem tratado em diagramas multicomponentes mostrando as variações controladas pela regra das fases. Para a construção desses diagramas, entretanto, é necessário o conhecimento prévio de composições químicas de minerais e rochas. Contamos com poucas análises para êste fim. Além disso, a maioria dos diagramas serve para composições basálticas ou dolomíticas com as quais não nos preocupamos. Preferimos assim o método mais simples de Barrow e Tilley.

Dos cinco minerais índices usados por êsses autores (biotita, almandina, estaurólita, cianita e sillimanita), não conse-

guimos registrar com segurança apenas a cianita (encontrada unicamente em alguns concentrados pesados de mica xistos). Outros minerais que poderiam ser utilizados seriam: clorita, cloritóide, andaluzita e feldspato potássio. Uma zona de clorita parece se iniciar a noroeste do mapa esquemático da Fig. 14, a julgar pela freqüente ocorrência de clorita xistos e filitos cloríticos. Filitos, contendo clorita e isentos de biotita, são mais comuns ao norte, ainda no Grupo São Roque. Hennies (comunicação pessoal) cita a ocorrência de cloritóide nos filitos da zona de Pirapora, a oeste, e fora de nosso mapa. Andaluzita ocorre esporadicamente na auréola do granito do Tico-Tico. As observações (resíduo pesado de xistos e minúsculos cristais em secção delgada) são pouco numerosas, exigindo pesquisa mais minuciosa. Finalmente, feldspato potássico não foi encontrado em qualquer lâmina de xisto pelítico. É observado apenas em gnaisses intercalados e rarissimamente em meta arenito (F26-42c, Tabela XV), em condições de provável meta-estabilidade. Também é suspeitado ocorrer em rochas profundamente intemperizadas, aflorando no campo SE do mapa e muito ricas de mica e caulim, que poderiam representar talvez o início da zona de feldspato potássico. No restante da área, é certo que não foram atingidas as rigorosas condições de PT e atividade de H₂O (Guidotti, p. 787) necessárias à formação daquele mineral.

Todavia, deve-se assinalar a presença constante de plagioclásio sódico, quase sempre albita, em camadas arenosas (mica xistos feldspáticos e meta-arenitos da Tabela XV), tanto na zona da almandina como da sillimanita. Êste mineral, provavelmente potássico, na concepção de Guidotti faria parte da reação que levaria, eventualmente, à formação de microclínio em fáceis mais alta. Muscovita + plagioclásio potássico → microclínio sódico + sillimanita + H₂O.

Zona da biotita

Dentro do Grupo São Roque, essa zona já foi caracterizada anteriormente por Coutinho (1955, pp. 34-35). No sistema "AFM" de Thompson (1957), que considera os componentes SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O e H_2O , desprezando os demais, somente biotita e clorita, além dos sempre presentes quartzo e muscovita são representáveis nessa zona. Muscovita, na forma finamente granulada, poderia ser confundida com pirofilita ou paragonita também estáveis nessa zona. Ainda não possuímos dados que assegurem uma dessas probabilidades.

Para rochas básicas, a associação estável, conforme Winkler (1965, p. 81) é clorita + actinolita + epidoto + albita + titanita \pm quartzo \pm biotita.

No Grupo São Roque, os metabasitos estão representados por anfibolitos em

que a associação acima é parcialmente obedecida. Ainda não sabemos com certeza a natureza do anfibólio e o plagioclásio é certamente heterogêneo, revelando condições de possível instabilidade na zona (retrometamorfismo incompleto?, metamorfismo de contacto?).

Zona da almandina

Esta zona parece estabelecida ao redor do paragnáisse de Itaquera. Ali os mica xistos são finos, assumindo raramente aparência afanítica de filitos. Em grupos de amostras similares provenientes de Capuava (U5-73, Tabela XIII), Piraporinha (T7-149, Tabela XV) e morro do Correia (F26-42, Tabela XV), foi possível observar a presença de almandina, confirmada ópticamente e por meio de raios X. Nessa zona são associações estáveis: almandina-biotita-clorita (magnésiana) e biotita-clo-

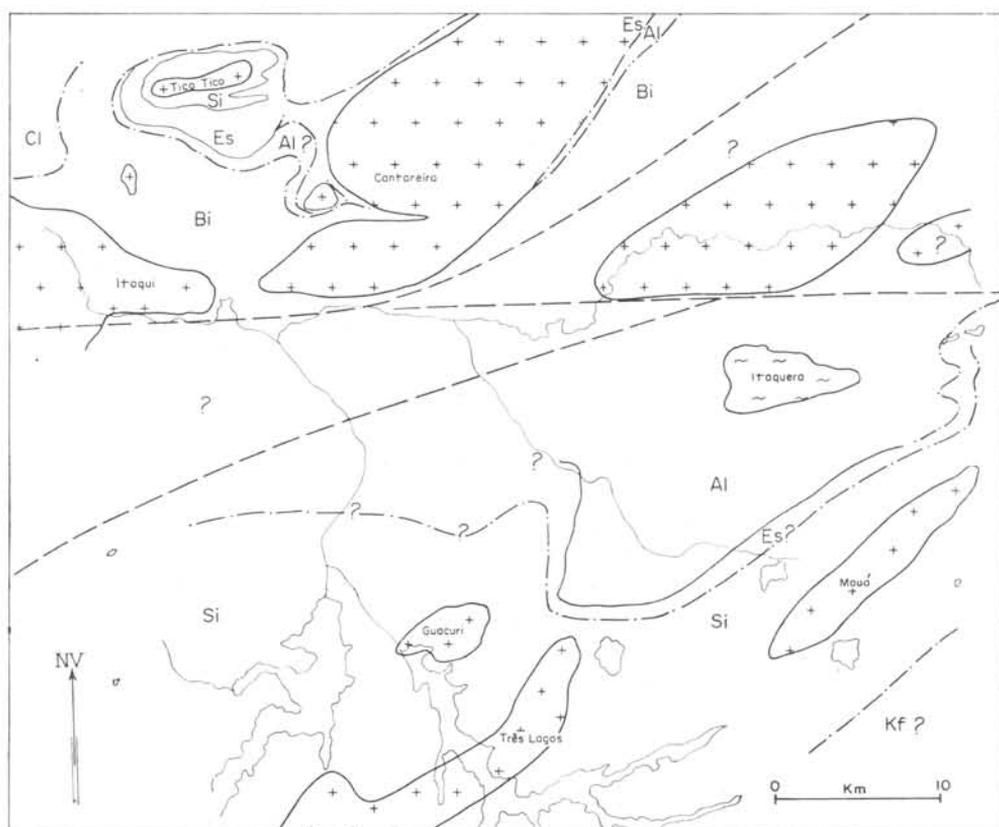


Fig. 14 — Mapa de fácies metamórficas

rita (Green, 1963, p. 998), além de quartzo e muscovita. Faltam pirofilita e cloritóide, devido à composição da rocha, não suficientemente aluminosa. Em camadas arenosas, as associações acima são acrescidas de plagioclásio: albita ou oligoclásio-sódico.

No paragnaisse de Itaquera (F-16-1, Tabela XVIII), uma pequena quantidade de microclínio aparece com quartzo, muscovita, biotita e granada. A associação de almandina e microclínio nessa zona é absolutamente incompatível (Winkler, 1965, p. 84). Note-se entretanto (Tabela XVIII), que essa granada, pelo índice de refração, deve ser manganífera, fato que a torna admissível na fácies. De qualquer forma, essa rocha deve merecer no futuro um estudo mais minucioso, dadas as condições singulares de sua gênese.

Os únicos metabasitos laminados nesta zona provêm de Ferraz de Vasconcellos (F21-8, Tabela XIX). A associação hornblenda-plagioclásio An₅₋₆₅ - epidoto, ali observada, adapta-se em parte à fácies assumida. Entretanto é difícil de explicar a enorme variação no conteúdo de anortita em agregados heterogêneos de plagioclásio. Uma zona da almandina foi também esboçada no Grupo São Roque, tendo em vista afinidades texturais dos mica xistos e presença de granada alterada.

Zona da estauroлита

É possível que ocorra no Complexo Cristalino, entre a zona da almandina e da sillimanita, mas não encontramos associações típicas. O fato se deve à amostragem insuficiente ou a exigências de composição da rocha. Alguns minúsculos cristais de estauroлита, aparentemente meta-estáveis e encontrados em muscovita-xistos, entre Mauá e São Bernardo (U5-18 e U5-73, Tabela XIII), sugerem que a zona respectiva situe-se próxima.

A zona de estauroлита foi delimitada com maior segurança em auréola de contato ao redor do "stock" do Tico-Tico

entre Perus e via Anhanguera. A dedução baseou-se em exame de secções delgadas e resíduos pesados. Nesta zona, bem como na sillimanita, os mica xistos são grosseiros, ricos de turmalina e muito injetados de pegmatito.

As associações encontradas são:

Quartzo-muscovita-biotita

Quartzo-muscovita-biotita-almandina

Quartzo-biotita-almandina-estauroлита

Quartzo-biotita-muscovita-estauroлита

Foram também considerados indicadores desta zona o aparecimento de diopside e grossulária em rochas de composição calcossilicática (Winkler, 1965, p. 87) ao redor do "stock" de Taipas. Neste local, entretanto, deve-se assinalar a presença aberrante de microclínio, talvez introduzido metassomáticamente.

Anfibolitos amostrados nesta zona (F4-109 e M10-K33, Tabela XI) exibem a associação aparentemente estável:

Hornblenda-plagioclásio (andesina)-
epidoto-quartzo-biotita-plagioclásio

A existência de andesina com epidoto indicaria segundo Turner e Verhoogen (1960, p. 546) alta pressão hidrostática.

Zona da sillimanita

Cobre uma extensa área na parte sul do Complexo Cristalino e rodeia, pelo menos parcialmente, o corpo granítico do Tico-Tico.

Os mica xistos são muito grosseiros e normalmente se encontram injetados de pegmatitos. Na área do Complexo, também aparecem caracteristicamente associados a corpos gnáissicos, de composição granítica a quartzo-diorítica e a intrusões maiores de adamellitos (Mauá, Três Lagos e Guacuri).

Os minerais da zona da sillimanita são os mesmos da zona anterior, com a adição de sillimanita. Associações observadas em rochas pelíticas, são as seguintes:

Quartzo-muscovita-biotita
 Quartzo-muscovita-biotita-almandina
 Quartzo-muscovita-biotita-estaurolita-sillimanita
 Quartzo-muscovita-biotita-almandina-sillimanita
 Quartzo-muscovita-biotita-sillimanita

Camadas arenosas, contendo plagioclásio albitico, parecem ser normais na zona. Entretanto, não conseguimos número suficiente de amostras laminadas para sugerir uma regra geral.

A sillimanita ocorre nos mica xistos como fibrolita, inclusa em muscovita, quartzo e almandina, ou ainda, como mega-cristais prismáticos. Neste último caso é total ou quase totalmente substituída por sericita e muscovita em evidente processo retrometamórfico (Fotomicrografias 30 e 31). É difícil imaginar outra explicação porque as reações às quais se atribuem a formação de sillimanita (estaurolita + quartzo \rightarrow sillimanita + almandina + H_2O , segundo Turner e Verhoogen, (1960, p. 548) e estaurolita \rightarrow almandina + biotita + sillimanita, conforme Green, (1963, p. 1.005) também envolvem a destruição de muscovita (Winkler, 1965, p. 92).

A formação diafóretica de muscovita deve ser explicada pelo abaixamento de temperatura, aumento de umidade ou ainda por adição do potássio.

Os anfíbolitos coletados nesta zona conformam-se razoavelmente com as descrições encontradas na literatura. As associações típicas são:

Hornblenda (pardacenta)-plagioclásio (andesina a bytownita)
 Hornblenda-plagioclásio-diopsídio
 Hornblenda-plagioclásio-almandina

O quartzo aparece em tôdas as paragêneses, em geral em pequena quantidade. O epidoto desaparece completamente. Também ocorre hiperstênio em rocha que consideramos não estabilizada na fácies (epidiorito de Peninha T6-65, Tabela XIX) e pertencente ao embasamento.

Outra rocha contendo ortopiroxênio (M5-12, Tabela XIX) é o anfíbolito com cummingtonita, bronzita, piropo, almandina e pleonasto, produto de meta-

morfismo de rochas ultra-básicas em fácies de mais alto grau (zona de ortoclásio, fácies granulítica?).

Os quartzitos calcossilicáticos (metaconcreções) exibem algumas feições indicativas de metamorfismo em graus elevados. Citam-se entre elas as presenças de grossulária, diopsídio e anortita.

Com a exclusão do ubíquo quartzo e minerais menos importantes, as paragêneses metamórficas de rochas pelíticas, encontradas na área pesquisada de São Paulo, podem ser resumidas no quadro abaixo.

Fácies	Xisto verde		Almandino-anfíbolito		Aureóla de Contato
Zona met	Biotita	Almandina	Estaurolita	Sillimanita	
Mineral					
Clorita	██████████		██████████		
Muscovita	██████████				
Biotita	██████████				
Almandina		██████████			
Estaurolita			██████████		██████████
Andaluzita					██████████
Sillimanita				██████████	██████████

Fig. 15 — Quadro de minerais em fácies e zonas.

Metamorfismo de contato

Ao redor do pequeno "stock" do Tico-Tico, entre Perus e via Anhanguera, os filitos e xistos de baixo grau convertem-se em mica xistos, contendo por vezes estaurolita e sillimanita. A estaurolita forma típicos porfiroblastos-poiquiloblásticos, em geral não deformados e pouco adaptados à xistosidade. Não se formaram típicos "hornfels", mas uma camada pouco xistosa, grosseira e muito compacta pode ser seguida por longo trecho, ao sul do rio Juqueri. A zona de contato do Tico-Tico pode ser diferenciada de outras regionais comparáveis, no Complexo Cristalino, e pela interdigitação de camadas decimétricas com paragênese sillimanítica e estaurolítica (Foto

4), ou ainda, pela coexistência dos dois minerais na mesma amostra, acrescidos por vezes de andalusita.

Como se vê na Fig. 15, o número de fases coexistentes é maior na auréola, revelando em relação às zonas de metamorfismo regional, diferenças no equilíbrio mineral e nas condições de metamorfismo. Um aquecimento mais rápido deve ter elevado súbitamente o gradiente termal, aproximando e misturando as isógradas junto à intrusiva do Tico-Tico. Nas zonas do Complexo Cristalino, as linhas isográticas já se encontram mais espaçadas, evidenciando gradientes suaves. Frequentemente, os mica xistos junto ao contato com o granito do Tico-Tico acham-se intensamente turmalinizados, contendo abundante muscovita e biotita. Esta feição é sugestiva da entrada de boro e potássio.

Porfiroblastos

A natureza porfiroblástica de alguns minerais metamórficos indica processos de nucleação e crescimento em determinados estádios do metamorfismo, provavelmente após alguma recristalização na massa rochosa. As relações mútuas são valiosas na interpretação das relações cronológicas entre metamorfismo e deformação.

Os minerais comuns que mais caracteristicamente apresentam aquela estrutura são a muscovita nos mica xistos grosseiros e a estauroлита nos contatos com o granito do Tico-Tico.

A muscovita, entretanto, pertence a duas gerações. A primeira formou placas menores ajustadas à foliação, enquanto que a segunda, incluindo quartzo e névoas de fibrolita, cresceu em megacristais após ou durante os estádios finais de deformação. Nestes casos, surge íntegra, cortando a xistossidade principal ou deformada e adaptada à foliação.

Estas feições pareceram-nos ser as únicas, de alguma importância, a sugerir introduções metassomática de elementos (no caso, potássio) em mica xistos. Ramberg (1952, p. 237) nega significância ao critério microscópico de ordem de cristalização como indicativo

de introdução de substâncias. Afirma que o mineral mais jovem pode ser apenas o último mineral a se cristalizar por neomineralização interna em resposta a variações de P e T. Entretanto, no caso em discussão, existem duas gerações de muscovita aparentemente de idêntica composição (mesmas propriedades ópticas). É improvável que a variação nas condições de P e T ensejasse a recristalização de algumas muscovitas sem afetar as demais. Bem mais aceitável é a idéia de afluxo limitado de potássio em condições abrandadas de pressão dirigida.

Relações texturais semelhantes exibem as estauroлитas na zona respectiva da auréola de contato. Ali, porém, o mineral cresce em uma única fase, sempre em porfiroblastos-poiquiloblásticos de orientação caótica ou adaptada à foliação. Certamente o mineral apareceu durante a recristalização metamórfica através de rearranjo químico interno de camadas com composição apropriada.

Em resumo, as texturas nas rochas pelíticas de São Paulo indicam que embora a fase principal de metamorfismo regional tenha precedido o aparecimento de porfiroblastos, a fase de deformação ainda continuou ativa em determinadas áreas.

Série facial

Como demonstrou Myashiro (1961), a sucessão de zonas ou sub-fácies metamórficas nem sempre obedece ao esquema Barroviano. Por este motivo, aquele pesquisador introduziu o conceito de série facial ("facies series") metamórfica, característica para cada região e dependente das condições de PT vigentes e variáveis com a profundidade.

Na região de São Paulo, foram observadas as sucessões de zonas ou sub-fácies incompletas de fácies xisto verde e almandina-anfibolito no Grupo São Roque e Complexo Cristalino. Neste, a sub-fácies de mais alto grau não está bem representada, mas a sucessão das zonas e o conhecimento da litologia na serra do Mar indicam que a temperatura e grau metamórfico aumentam para o Sul.

As relações gerais de sucessões de fácies e a comparação com outras séries faciais demonstram a grande semelhança da série fácil de São Paulo com uma série intermediária, a do New Hampshire Norte (Winkler, 1965, p. 111). Esta série é caracterizada por elevada pressão, operante em grandes profundidades, somente inferior a do tipo Barroviano, e superior à encontrada nos tipos Bosost, Abukuma e Pirineus Orientais.

Algumas feições comparativas extraídas daquele autor nos parecem sugestivas:

a — Em São Paulo, como em New Hampshire, parece suprimida a zona da cianita.

b) — Em São Paulo, tanto quanto em New Hampshire, o aparecimento de sillimanita em metamorfismo de contato tem lugar na zona da estauroлита ou lhe sucede imediatamente. Isto implica em condições de pressão suficientemente altas.

c) — As associações minerais nas zonas de São Paulo são muito semelhantes às de New Hampshire (*cf.* Green 1963, p. 1006).

Observações próprias e comunicações pessoais nos levam a acreditar que para o sudoeste, dentro do Grupo São Roque, será possível definir uma série Barroviana. Não são raros os horizontes de filitos com porfiroblastos de cloritóide ou cianita, minerais restritos a séries faciais de mais alta pressão.

Origem dos corpos granitóides

Alguns maciços já contam com estudos apontando petrogêneses por vezes contraditórias.

Os adamellitos e granodioritos do tipo Pirituba, ocorrendo profusamente no Grupo São Roque, são, em geral, considerados de origem magmática e intrusiva (Moraes Rêgo e Souza Santos, 1938; Coutinho, 1953; Cordani *et al.*, 1961). Todavia, Ellert (1964), baseado em argumentos petrográficos e estruturais, acredita ser reduzida a contribuição magmática para o batólito da Cantareira. Confere maior importância a processos metassomáticos e propõe a origem sintetônica do corpo, indicada principal-

mente pela concordância estrutural com encaixantes e considerável endomorfismo (assimilação e exomorfismo, elevação de fácies, granitização). Estes processos estão indicados parcialmente no mapa geológico e na Fig. 14. Por outro lado, feições muito diferentes ocorrem na ponta sudoeste do mesmo corpo (zona de Pirituba). Nesta região, os contatos são bruscos e discordantes, não se encontram xenólitos e as encaixantes demonstram mínima ação de contato (Coutinho, 1955). É provável que a parte sul, guilhotinada do corpo principal da Cantareira, represente intrusão de nível superior segundo o conceito de "granite series", no conceito de Read (1957).

Ellert (1964) dá a entender que o magma granítico seria palingenético, resultado da fusão dos sedimentos pelíticos em profundidade.

A auréola circundando o "stock" do Tico-Tico e as largas áreas de grau metamórfico mais alto ao redor dos maciços de Mauá, Três Lagos e Guacuri na parte sul (Fig. 14) também poderiam ser parcialmente atribuídas a calor magmático. As relações intrusivas desses corpos indicam que eles não são simplesmente produtos metassomáticos ou de fusão parcial "in situ". Sendo aluminosos e de composição próxima à do ponto de fusão mínima (*cf.* Tuttle e Bowen, 1958) poderiam resultar de fusão parcial nas zonas profundas dos sedimentos geossinclínicos e intrusão subsequente. É possível que o calor necessário para as transformações metamórficas regionais tenha se gerado em tais ascensões magmáticas palingenéticas. Fontes adicionais e prováveis em zona de orogenia são as correntes convencionais do manto, radioatividade e fricção durante a deformação.

Restariam a analisar as numerosas e estreitas faixas gnáissicas no Complexo Cristalino, o gnaiss quartzo diorítico de Itaquera e o quartzo-diorito migmatítico de Lago Azul.

Não temos elementos seguros para apontar uma origem para as primeiras. Tanto poderiam representar magmas injetados sintectonicamente e metamor-

foseados (ortognaisses), como camadas de composição apropriada metamorfosadas diretamente ou através de metasomatismo seletivo (paragnaisses). A segunda alternativa nos parece mais apropriada em vista das texturas exibidas.

Quanto ao gnaiss de Itaquera, já apontamos sua provável origem metamórfica, baseado principalmente em argumentos de ordem estrutural.

O quartzo diorítico de Lago Azul mereceria algumas considerações especiais.

No curso das investigações de laboratório, tivemos oportunidade de obter análises químicas de meta-arenitos e mica xistos intercalados na zona da almandina e da sillimanita, bem como do quartzo diorito de Lago Azul e de um gnaiss granodiorítico da zona da sillimanita (Iupeba). Os resultados obtidos constam da Tabela XX.

Uma rápida comparação entre as três primeiras análises (mica xistos) e as três últimas (meta-arenitos) revela as diferenças já esperadas pelas composições modais (Fig. 16). Em vista da grande proporção de muscovita e biotita, os mica xistos serão mais ricos em Al_2O_3 , MgO , K_2O e H_2O . Por outro lado, os meta-arenitos, mais ricos de quartzo e albita, terão teores mais elevados em SiO_2 e Na_2O .

Acreditamos que essa diferenciação química seja em grande parte original, resultado da sedimentação de camadas ora argilosas, ora arenosas (grauváquicas). Ressalvamos apenas a possibilidade, já abordada, de uma metassomatose potássica acentuando a diferenciação química.

Para tornar menores os riscos das interpretações gerais, procuramos comparar as análises químicas de mica xistos

TABELA XX

Análises químicas de metassedimentos e gnaisses no Complexo Cristalino.

	F26-42f	U5-55b	U5-39b	F26-17	U5-61d	U5-55c	F26-42d	T7-149c
SiO_2	56,02	56,73	62,54	68,26	68,92	74,01	76,20	78,07
TiO_2	0,94	1,07	1,15	0,36	0,29	0,85	0,75	0,75
Al_2O_3	22,33	24,30	18,21	18,00	16,97	13,08	10,02	11,40
Fe_2O_3	1,46	1,12	3,20	0,06	0,99	1,01	3,86	1,44
FeO	5,96	5,13	4,32	2,64	4,23	3,10	2,57	1,72
MnO	0,15	0,11	0,10	0,06	0,05	0,08	0,05	0,05
MgO	2,01	2,13	2,30	0,82	1,88	1,02	0,98	0,95
CaO	0,35	0,58	0,36	2,75	0,70	1,12	1,20	0,38
Na_2O	1,85	1,54	0,53	3,01	2,87	3,78	2,87	2,19
K_2O	4,07	5,90	3,97	3,35	3,68	1,43	1,40	1,77
H_2O^+	4,54	2,17	2,46	0,54	1,17	0,40	0,59	1,86
H_2O^-	0,27	0,12	0,13	0,12	0,12	0,04	0,08	0,21

F26-42f — Mica xisto de granulação fina. Zona da almandina. Morro do Correia. Mauá.

U5-55b — Mica xisto de granulação grossa. Zona da sillimanita. Vila Tanque.

U5-39b — Mica xisto grosseiro. Zona da sillimanita. NE do Pico do Bonilha.

F26-17 — Gnaiss granodiorítico. Zona da sillimanita. Iupeba.

U5-61d — Quartzo diorito (neossoma em migmatito). Lago Azul

U5-55c — Meta-arenito intercalado em U5-55b. Vila Tanque.

F26-42d — Meta-arenito intercalado em F26-42f. Morro do Correia. Mauá.

T7-149c — Meta-arenito intercalado em mica xistos finos. Zona da almandina. Piraporinha.

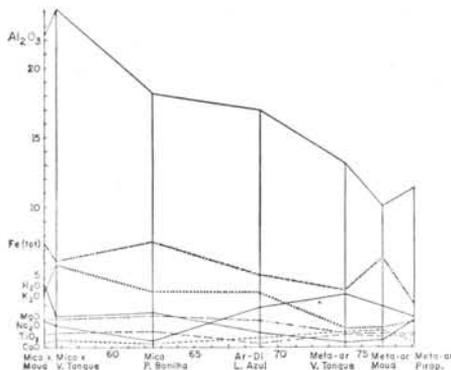


Fig. 16 — Diagrama de variação química em metassedimentos do Complexo Cristalino

e meta-arenitos, amostrados a pequena distância do quartzo diorito de Lago Azul. São eles encontrados frescos na pedreira de Vila Tanque, mostrando os mica xistos grosseiros o mesmo aspecto macroscópico dos restos paleossomáticos em Lago Azul.

Para o estabelecimento das relações

genéticas, baseamo-nos na cela padrão de Barth (1948), que a define como a unidade de rocha contendo 160 oxigênios. A soma dos cátions associados a essa unidade tem valores próximos de 100. Segundo esse autor, o oxigênio, na maioria das rochas, ocupa 92% do volume, enquanto sílica e metais tomam apenas 8%. Portanto, o número de íons de oxigênio é da máxima importância no estudo das relações petrogenéticas. Acentua ainda o autor, a necessidade de se comparar rochas isovolumetricamente porque na maioria dos exemplos em que ocorrem processos de substituição, esta se faz sem mudança apreciável de volume, frequentemente com preservação de estruturas delicadas. Isto equivale a dizer que o número de íons de oxigênio se conserva constante.

Assumindo essa premissa, que nos parece válida no caso, e efetuando os cálculos necessários para os metassedimentos de Vila Tanque, quartzo diori-

TABELA XXI

Análises catiónicas de metassedimentos e gnaisses no Complexo Cristalino

	U5-55b	U5-55c	U5-61d	F26-17
Si ⁴⁺	50,7	64,2	59,5	60,0
Ti ⁴⁺	0,7	0,5	0,2	0,2
Al ³⁺	25,5	13,3	17,2	18,6
Fe ^{3+ ou 2+}	4,5	3,1	3,6	2,0
Mn	0,1	—	—	—
Mg ²⁺	2,8	1,3	2,4	1,0
Ca ²⁺	0,6	1,0	0,6	2,6
Na ¹⁺	2,6	6,4	4,8	5,1
K ¹⁺	6,8	1,6	4,1	3,7
Soma de cations	94,3	91,4	92,4	93,2
(OH) ¹⁻	12,9	2,4	6,7	3,2
O ²⁻	147,1	157,6	153,3	156,8
O ²⁻ + OH ¹⁻	160,0	160,0	160,0	160,0

U5-55b — Mica xisto de granulação grossa. Zona da sillimanita. Vila Tanque.

U5-55c — Meta-arenito intercalado em U5-55b. Vila Tanque.

U5-61d — Quartzo diorito (neossoma em migmatito). Lago Azul.

F26-17 — Gnaiss granodiorítico. Zona da sillimanita. Iupeba.

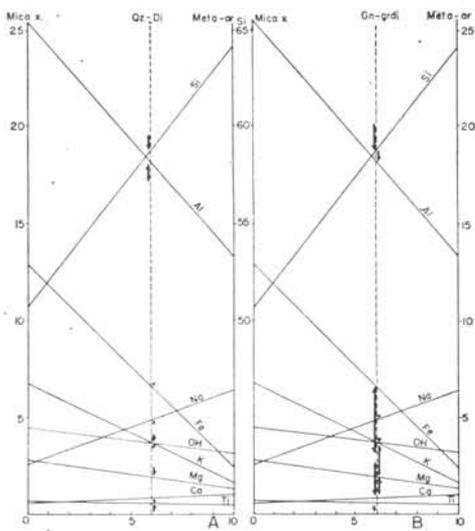


Fig. 17 — Diagrama de Ajustes guinicos para quartzo-diorite e gnaisses

to de Lago Azul e, para fins de comparação, granodiorito de Iupeba, chegamos aos resultados contidos na Tabela XXI.

Nos gráficos A e B da Fig. 17, pro-

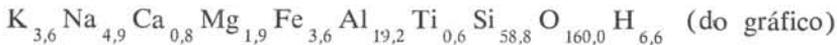
jetamos os valores da Tabela XXI na linha vertical 0 (zero), para mica xistos, e na linha 10, para meta-arenitos.

No gráfico A, tentamos encontrar entre as duas composições extremas, uma terceira que melhor se adaptasse aos valores de quartzo dioritos. A linha 6 é a que melhor satisfaz essa exigência (60% de meta-arenito para 40% de mica xisto). No citado gráfico, a base da seta indica o valor da porcentagem catiônica obtida para cada elemento, enquanto a sua ponta corresponde ao valor que deveria apresentar teoricamente. A coincidência de valores neste nível é muito boa, considerando-se o pequeno número de análises.

Situação muito diferente ocorre no gráfico B, onde procuramos adaptar na mesma linha 6, os valores obtidos em gnaisse de outra proveniência (e talvez outra origem). Os valores para os cátions em conjunto e, especialmente OH e Fe, não se projetam próximos às linhas diagonais na proporção 6:4 (melhor ajuste) e menos ainda em qualquer outro nível tentado.

Fórmulas de rocha

(6 meta-arenito: 4 mica xisto)



Quartzo diorito



Gnaisse granodiorítico



Assim, o metassedimento passaria a gnaisse quartzo-diorítico

adicionando-se:

	%
0,5 íons de K	13,9
0,5 íons de Mg	26,3
0,7 íons de Si	1,2
0,1 íons de H	1,5
0,0 íons de Fe	0,0

subtraindo-se:

	%
0,1 íons de Na	2,0
0,2 íons de Ca	25,0
1,0 íons de Al	5,4
0,4 íons de Ti	66,6

—
1,7 íons metálicos
0,1 íons de H

—
1,7 íons metálicos

O metassedimento passaria a gnaïsse granodiorítico

adicionando-se:		Subtraindo-se:	
	%		%
0,1 íons de K	2,8	0,9 íons de Mg	47,4
0,2 íons de Na	4,8	1,6 íons de Fe	44,4
1,8 íons de Ca	225,0	0,4 íons de Ti	66,6
0,4 íons de Al	2,2	3,4 íons de H	51,4
1,2 íons de Si	2,0	—	—
—	—	—	—
3,7 íons metálicos		2,9 íons metálicos	
		3,4 íons de H	

Como se vê, a transformação isovolumétrica de metassedimento de composição apropriada (mais arenosa) em quartzo diorito com os dados que dispomos exigiria apenas leves arranjos químicos equilibrados, possíveis dentro do mesmo corpo rochoso. Assinale-se que as camadas arenosas muito comuns em Vila Tanque desaparecem em Lago Azul, consumidas que foram na construção metamórfica do quartzo diorito.

Já a transformação idêntica do mesmo sedimento em rocha granodiorítica importaria em trocas metassomáticas radicais com expulsão de Mg, Fe, Ti e H e entrada de K, Na, Ca, Al e Si. De modo geral, é esta a linha seguida nos esquemas de granitização propostos pelos transformistas. Resta explicar o destino dos cátions pesados (frentes básicas?) e a origem da sílica, alumina e metais alcalinos (anatexis mais profunda?). O cálcio, em particular, entrando

em enormes porcentagens deve ser procurado em fontes bem diferentes dos sedimentos regionais. Ainda não temos condições de opinar com segurança, mas como alternativa simples, proporíamos a origem magmática inicial para os corpos adamellíticos e granodioríticos de composição e paragéneses minerais tão contrastantes nos fácies observados.

Temperaturas metamórficas

Assumindo que a formação de línguas gnáissicas e intrusões adamellíticas sejam sintectônicas, procuramos através do método geotermométrico de dois feldspatos (Barth, 1962) estabelecer uma temperatura mínima para o metamorfismo regional.

Assim, foram executadas análises químicas parciais de K e Na, de frações puras de microclínio de diversas procedências. Seguem resultados obtidos.

- F11-9 — Gnaïsse adamellítico. Aracaré.
 Microclínio
 $2V(X) = 75-80$. Geminação nítida.
 K = 11,253 e Na = 1,118;
 Or = 85,6 e An = 14,4.
 Plagioclásio
 An₁₀₋₁₅
- F16-1 — Gnaïsse quartzo diorítico. Guaianazes.
 Microclínio
 $2V(X) = 64$. Geminação vaga.
 K = 11,792 e Na = 0,944;
 Or = 88,1 e Ab = 11,9.
 Plagioclásio
 An₂₇₋₃₇

- F26-40 — Adamellito porfirítico. Mauá.
 Microclínio
 $2V(X) = 78$. Geminação nítida.
 $K = 12,257$ e $Na = 0,990$;
 $Or = 88,0$ e $Ab = 12,0$.
 Plagioclásio
 An_{10-23}
- F26-17b — Gnaiss granodiorítico. Itupeba.
 Microclínio
 $2V(X) = 62-67$. Geminação vaga.
 $K = 11,150$ e $Na = 1,158$;
 $Or = 85,1$ e $Ab = 14,9$.
 Plagioclásio
 An_{22-32}
- T6-102b — Adamellito porfirítico. Itapeçerica.
 Microclínio
 $2V(X) = 79$. Geminação nítida.
 $K = 12,098$ e $Na = 1,080$;
 $Or = 86,8$ e $Ab = 13,2$.
 Plagioclásio
 An_{22-27}
- T7-21 — Adamellito porfirítico. Guacuri.
 Microclínio
 $2V(X) = 77$. Geminação nítida.
 $K = 11,966$ e $Na = 0,888$;
 $Or = 88,8$ e $Ab = 11,2$.
 Plagioclásio
 An_{12-32}
- T2-40 — Granodiorito. Estrada d'Oeste Quitaúna.
 Microclínio
 $2V(X) = 74-77$. Geminação nítida
 $K = 11,536$ e $Na = 1,408$;
 $Or = 82,9$ e $Ab = 17,1$.
 Plagioclásio
 An_{10-15}
- U5-49 — Adamellito. Sul de Santo André.
 Microclínio
 $2V(X) = 78$. Geminação muito nítida.
 $K = 11,867$ e $Na = 1,008$;
 $Or = 87,4$ e $Ab = 12,6$.
 Plagioclásio
 An_2
- T7-148 — Gnaiss adamellítico. Taboão-Diadema.
 Microclínio
 $2V(X) = 75-78$. Geminação nítida.
 $K = 11,830$ e $Na = 1,212$;
 $Or = 85,3$ e $Ab = 14,7$.
 Plagioclásio
 An_{10-16}

T6-151 — Gnaiss granítico. Embu.

Microclínio

$2V(X) = ?$ Geminação nítida.

K = 11,337 e Na = 1,407;

Or = 82,6 e Ab = 17,4.

Plagioclásio

An₂₀

Os valores acima foram então projetados no gráfico da Fig. 18, construído de conformidade com Barth (1962).

As temperaturas deduzidas ficam entre 400-500°C, valores aparentemente baixos, especialmente se considerarmos que quase tôdas as amostras provêm de corpos sintectônicos situados na zona da sillimanita.

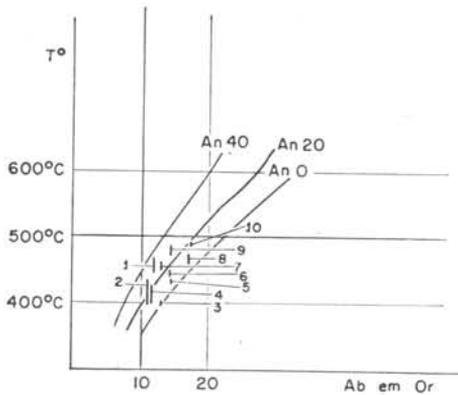


Fig. 18 — Diagrama geotermométrico para feldspatos de diversas procedências.

É bem verdade que, em corpos resfriados lenta ou erráticamente, a temperatura obtida pelo método presente fica abaixo da real de cristalização (Dietrich

in Barth, 1962, p. 331). Dessa forma, a termometria seria mais aplicável a rochas extrusivas ou hipoabissais. Outra crítica que tem sido levantada é a possibilidade de erro na calibração do geotermômetro.

Preferimos apresentar os resultados provisórios obtidos, supondo, na hipótese de se confirmarem as temperaturas, duas explicações:

1. Miyashiro (1960) calculou que a temperatura de decomposição da muscovita em sillimanita mais feldspato potássico situa-se entre 450-590°C, dependendo da atividade de H₂O. Esta modificação ocorreria nos gnaisses e migmatitos da serra do Mar e Litoral paulista, mas não se observa nos xistos pelíticos de São Paulo, onde a temperatura atingida ficaria abaixo ou dentro daqueles limites.

2. Turner e Verhoogen (1960, p. 552) e Winkler (1965, p. 159) estabelecem, com base em trabalhos experimentais de outros autores, um limite para início da fácies anfíbolito em 550° a 560°C (pressões entre 4.000 e 8.000 bárias). Assim sendo, as temperaturas por nós obtidas corresponderiam possivelmente à fase tarditectônica de retro-metamorfismo, já comentada.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. (1947) — Geomorfologia da região do Jaraguá em São Paulo — An. Ass. Geogr. Bras., v. 2, pp. 29-53.
- AB'SABER, A. N. (1957) — Geomorfologia do sítio Urbano de São Paulo — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 219, Geografia n. 12, 343 pp.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1953) — Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Cubatão — Bol. Paul. Geogr., n. 15, pp. 3-17.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1955) — As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 4, pp. 23-40.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1956) — Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro — An. Acad. Bras. Ci., v. 28, pp. 44-45.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1964) — Fundamentos geológicos do relêvo paulista — in Geologia do Estado de São Paulo — I.G.G., Bol. n. 14, pp. 165-274.
- ANDERSON, E. M. (1951) — The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain — Oliver and Boyd. — Edinburgh.
- BARROW, G. (1893) — On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in Southern Highlands of Scotland — Q. J. Geol. Soc. London, v. 49, pp. 330-358.
- BARTH, Tom. F. W. (1948) — Oxigen in rocks: a basis for petrographic calculation — J. Geol., v. 56, pp. 50-60.
- BARTH, Tom. F. W. (1952) — Theoretical petrology — John Wiley, New York.
- BARTH, Tom. F. W. (1962) — The feldspar geologic thermometers — Norsk Geol. Tidsskr., B. 42 (Feldspar Volume) pp. 330-339.
- BIGARELLA, J. J. e SALAMUNI, R. 1956 — Estudos preliminares da série Açungui — V — Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru — Dusenya VII (6), pp. 317-323.
- BIGARELLA, J. J. e SALAMUNI, R. (1958) — Estudos preliminares da série Açungui — VI — Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru — Arq. Biol. Tecn., v. XI, Art. 10, pp. 197-205.
- BILLINGS, M. P. (1942) — Structural Geology — Prentice Hall Inc., New York.
- BINNS, R. A. (1964) — Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales — Univ. New England, Geology Dept., Publ. n.º 94, pp. 283-330.
- BINNS, R. A. (1965) — The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. Part 1. Hornblendes — Min. Mag., v. 35, pp. 306-326.
- BJÖRNBERG, A. J. S., GANDOLFI, N. e PARAGUASSU, A. B. (1965) — Novas observações sobre a tectônica moderna do Estado de São Paulo — Eng. Min. e Met., v. XLI, pp. 137-140.
- BUDDINGTON, A. F. e LEONARD, B. F. (1953) — Chemical petrology and mineralogy of hornblende in northwest Adirondack granitic rocks — Am. Min., v. 38, pp. 891-902.
- CAMARGO, W. G. R. de e INGLEZ, A. G. (1967) — Determination of unit cell dimensions by a graphic analytical method — American Crystallographic Association, Atlanta, Georgia — Annual Meeting (January).
- CHAYES, F. (1949) — A simple point counter for thin-section analysis — Am. Min., v. 34, pp. 1-11.
- CORDANI, U. G., CAMPOS, A. R., DAVINO, A. e BJÖRNBERG, A. J. S. (1961) — Geologia da região de Jaraguá, SP — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 10, pp. 72-91.
- CORDANI, U. G., GOMES, C. B. e GIRARDI, V. A. V. (1963) — Rochas cálcio-silicatadas da região de Perus, SP — An. Acad. Bras. Ci., v. 35, pp. 361-372.
- CORDANI, U. G. e BITTENCOURT, I. (1967) — Estudo geocronológico no Grupo Açungui — XXI Congresso Brasileiro de Geologia — Bol. Paranaense de Geociências n.º 26, pp. 58-59. Bol. da Soc. Bras. Geol. (no prelo).
- CORDANI, U. G., MELCHER, G. C. e ALMEIDA, F. F. M. de (1967) — Outline of pre-cambrian geochronology of South America — Canadian J. of Earth Sciences (no prelo).
- COUTINHO, J. M. V. (1953) — Petrologia da região de São Roque, SP — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 159, Mineralogia n.º 11, 80 pp.
- COUTINHO, J. M. V. (1955) — Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 186, Mineralogia n.º 13, pp. 5-55.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1962) — Rock-forming minerals, v. 1, Ortho — and ring silicates — Longmans, Londres.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1963) — Rock-forming minerals, v. 2, Chain silicates — Longmans, Londres.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1963) — Rock-forming minerals, v. 3, Sheet silicates — Longmans, Londres.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1963) — Rock-forming minerals, v. 4, Framework silicates — John Wiley, New York.
- ELLERT, R. (1961) — Contribuição à geologia do pré-cambriano na região de São Bernardo do Campo, SP — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 10, pp. 49-56.
- ELLERT, R. (1964) — Geologia da região de Mairiporã, SP — Tese de Livre-Docência na Cadeira de Geologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (no prelo).
- ENGEL, A. E. J. e ENGEL, C. (1960) — Progressive metamorphism and granitization of the major paragneisses, North West Adirondack Mountains, New York, Part II — Mineralogy — Geol. Soc. Am. Bull., v. 71, pp. 1-58.
- ESKOLA, P. (1927) — Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finland — Fortschr. Min., v. 11, pp. 57-112.
- FRANCO, R. R. (1956) — Migmatitos de textura gnáissica dos arredores de São Paulo — Bol. Soc. Geol., v. 5, pp. 31-60.

- FRANCO, R. R. (1958) — Contribuição ao conhecimento das rochas termometamórficas da série São Roque — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 189, Mineralogia n.º 14, 81 pp.
- FREITAS, R. O. de (1951) — Sobre a origem da Bacia de São Paulo — Bol. Paul. Geogr., v. 9, pp. 60-64.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. (1958) — Metamorphic reactions and metamorphic facies — Geol. Soc. Am. Mem. 73, 259 pp.
- GOMES, C. B. (1962) — Contribuição ao conhecimento dos anfíbolitos da região do Jaraquá, SP — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 11, pp. 37-79.
- GOMES, C. B., SANTINI, P. e DUTRA, C. V. (1964) — Petrochemistry of a precambrian amphibolite from the Jaraguá area, São Paulo, Brazil — J. Geol., v. 72, pp. 664-680.
- GREEN, J. G. (1963) — High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire — Am. Min., v. 48, pp. 991-1023.
- GUIDOTTI, C. V. (1963) — Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant Quadrangle Maine — Am. Min., v. 48, pp. 771-791.
- HASUI, Y. (1963) — Sobre granitos turmaliníferos de Perus, SP — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 12, pp. 87-108.
- HEIER, K. S. (1957) — Phase relations of potash feldspars in metamorphism — J. Geol., v. 65, pp. 468-479.
- HEIER, K. S. (1961) — The amphibolite — granulite facies transition reflected in the mineralogy of potassium feldspars — Inst. Lucas Mallada. Cursos y Conferencias, Fasc. VIII, pp. 131-137.
- HEINRICH, E. Wm. (1956) — Microscopic Petrography — McGraw — Hill Book, New York.
- HENNING, W. T., HASUI, Y. e PENALVA, F. (1967) — O falhamento transcorrente de Taxaquara — in XXI Congresso Brasileiro de Geologia — Bol. Paranaense de Geociências n.º 26, pp. 18-19.
- HENNING, W. T., PENALVA, F. e HASUI, Y. (1967) — Geologia do pré-cambriano a noroeste da Capital paulista — in XXI Congresso Brasileiro de Geologia — Bol. Paranaense de Geociências n.º 26, pp. 17-18.
- JOHANNSEN, A. (1937) — A descriptive petrography of igneous rocks — v. III — The intermediate rocks — Univ. Chicago Press.
- JUNG, J. (1963) — Précis de Petrographie — Masson 2.ª ed., — Paris.
- JUNG, J. e ROQUES, M. (1952) — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes — Bull. Serv. Carte Géol. France, 50, 62 pp.
- KNECHT, T. (1936) — Sobre algumas novas ocorrências de minerais no Estado de São Paulo — Secr. Agr. Ind. Com., Boletim de Agricultura, sér. 37.ª, n.º único, pp. 411-433.
- KNECHT, T. (1943) — Staurolita da Série São Roque no município da Capital — I. G. G., Ano I, pp. 165-168.
- KNECHT, T. (1944) — Sillimanita no km 20 da Via Anhanguera — I. G. G., Ano II, pp. 129-132.
- KNECHT, T. (1950) — Ocorrências minerais do Estado de São Paulo — I. G. G., v. I, pp. 1-145.
- KNECHT, T. (1964) — Pré-cambriano inferior — in Geologia do Estado de São Paulo — I. G. G., Bol. 41, pp. 14-36.
- KOLLERT, R. e DAVINO, A. (1963) — Levantamento gravimétrico na bacia de São Paulo — Eng. Min. e Met., v. 38, pp. 79-82.
- LEINZ, V. (1955a) — Decomposição das rochas cristalinas na bacia de São Paulo — An. Ac. Bras. Ci., v. 27, pp. 499-504.
- LEINZ, V. (1955b) — Água subterrânea na Bacia de São Paulo — Bol. Soc. Bras. Geol., v. 4, pp. 5-22.
- LEINZ, V. e CARVALHO, A. V. (1957) — Contribuição à geologia da bacia de São Paulo — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 205, Geologia n.º 15, 61 p.
- MARINI, O. J., TREIN, E. e FUCK, R. A. (1967) — O Grupo Açungui no Estado do Paraná — in Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná — Bol. Paranaense de Geociências, n.ºs 23 a 25, pp. 43-100.
- MELFI, A. J., BITTENCOURT, I. e CORDANI, U. G. (1965) — Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui — Bragantia, v. 24, pp. 447-474.
- MENDES, J. C. (1950) — O problema da idade das camadas de São Paulo — Bol. Paul. Geogr., v. 5, pp. 45-48.
- MIYASHIRO, A. (1958) — Regional metamorphism of the Gosaiyo-Takanuki district in the Central Abukuma Plateau — J. Gac. Sci. Tokyo Univ., sec. II, v. 11, pp. 219-272.
- MIYASHIRO, A. (1960) — Thermodynamics of reactions of rock-forming minerals with silica — Part IV — Decomposition reactions of muscovite — Jap. J. Geol. Geog., v. 31, pp. 113-120.
- MIYASHIRO, A. (1961) — Evolution of metamorphic belts — J. Petr., v. 2, pp. 277-311.
- MORAES REGO, L. F. (1932) — Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis — Inst. Astron. e Geogr. de São Paulo.
- MORAES REGO, L. F. (1933a) — As formações cenozóicas de São Paulo — Anuário da Esc. Politécnica de São Paulo.
- MORAES REGO, L. F. (1933b) — Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo — Inst. Astron. e Geogr. de São Paulo.
- MORAES REGO, L. F. e SOUZA SANTOS, T. D. (1938) — Contribuição para o estudo dos granitos da serra da Cantareira — Inst. Pesq. Tecnológicas de São Paulo — Bol. n.º 18.
- ORVILLE, P. M. (1960) — Petrology of several pegmatites in the Keystone District, Black Hills, South Dakota — Geol. Soc. Am. Bull., v. 71, pp. 1467-1490.
- PENALVA, F. e HASUI, Y. (no prelo) — A intrusão granítica dos morros Grande e Tico-Tico, Município de Caieiras, SP — An. Acad. Bras. Ci. RAMBERG, H. (1952) — The origin of metamorphic and metasomatic rocks — Univ. of Chicago Press.
- READ, H. H. (1957) — The granite controversy — Thomas Murby, London.
- RICH, J. L. (1953) — Problems in Brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951 — Fac. Fil. Ci. Let., Bol. 146, Geologia n.º 9, pp. 58-63.

- SAHAMA, Th. G. (1947) — Rapakivi amphibole from Unksunjoki, Salmi area — *Bull. Com. Geol. Finland*, v. 140, pp. 159-162.
- SAVOLAHTI, A. (1956) — The Ahvenisto massif in Finland — *Bull. Com. Geol. Finland*, v. 174, pp. 1-96.
- SHIDO, F. (1958) — Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritöno districts in the Central Abukuna Plateau — *J. Fac. Sci. Tokyo Univ.*, sec. II, v. 11, pp. 131-217.
- SRIRAMADAS, A. (1957) — Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets — *Am. Min.*, v. 42, pp. 294-298.
- THOMPSON Jr., J. B. (1957) — The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists — *Am. Min.*, v. 42, pp. 842-858.
- TILLEY, C. E. (1925) — Metamorphic zones in southern Highlands of Scotland — *Q. J. Geol. Soc. London*, v. 81, pp. 100-112.
- TROGER, W. E. (1956) — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale* — Teil I, Stuttgart.
- TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. (1960) — *Igneous and Metamorphic petrology* — McGraw-Hill Book, New York.
- TURNER, F. J. e WEISS, L. E. (1963) — *Structural Analysis of Metamorphic tectonites* — McGraw-Hill Book, New York.
- TUTTLE, O. F. e BOWEN, N. L. (1958) — Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74.
- VANDOROS, P. e FRANCO, R. R. (1966) — Determinações de idades de Granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos Potássio/Argônio e Rubídio/Estrôncio — *An. Acad. Bras. Ci.*, v. 38, n.º 2, pp. 289-292.
- WARD, R. F. (1959) — Petrology and Metamorphism of the Wilmington Complex, Delaware, Pennsylvania, and Maryland — *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 70, pp. 1425-1458.
- WASHBURN, C. W. (1930) — *Petroleum Geology of the State of São Paulo* — *Bol. 22, Com. Geogr. e Geol. do Estado de São Paulo*.
- WERNICK, E. (1966) — Análise granulométrica dos sedimentos da bacia de São Paulo — *Eng. Min. e Met.*, v. XLIII, pp. 63-68.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. e GILBERT, C. M. (1954) — *Petrography* — W. H. Freeman Co., — São Francisco.
- WINCHELL, A. N. e WINCHELL, H. (1951) — *Elements of optical Mineralogy* — Part II — John Wiley, New York.
- WINCHELL, H. (1958) — The composition and physical properties of garnet — *Am. Min.*, v. 43, pp. 595-599.
- WINKLER, H. G. F. (1965) — *Petrogenesis of Metamorphic rocks* — Springer-Verlag, Berlin.
- WOHLERS, A. (1964) — Cenozóico — *in Geologia do Estado de São Paulo* — *I. G. G.*, *Bol. 41*, pp. 147-161.
- YOSHIDA, R., ROCHA CAMPOS, A. C. e FARJALLAT, J. E. S. (1967) — Estruturas microscópicas de provável origem orgânica em rochas do pré-cambriano do Brasil — *in XXI Congresso Brasileiro de Geologia* — *Bol. Paranaense de Geociências*, n.º 26, p. 35.