

55 (81.411.174.1)

043

Biblioteca da Escola Politécnica
SÃO PAULO

GEOLOGIA E PETROLOGIA NA REGIÃO DE

APIAI - EST. DE SÃO PAULO

por

Octavio Barbosa, e.m.c.

Promotor de Estudos (PMI)

(Tese para concurso da cadeira
de "GEOLOGIA, PETROGRAFIA e
MINERALOGIA", da Escola Poli-
técnica da Universidade de São
Paulo).

OFFERTA, 1942

1954

Nº 168

pt 168



Cumprindo uma exigência regulamentar, apresento este trabalho, que representa uma pequena contribuição ao conhecimento do subsolo da região de Apiaí, região esta que últimamente polariza a atenção de elementos oficiais e particulares do país, desejosos todos de conhecer e explorar ali uma vislumbrada riqueza mineral, praticamente ainda em estado potencial.

Qualquer especialista que lêr este trabalho verá logo que ele foi feito às pressas, e mal acabado. Embora qualquer trabalho do gênero deste, isto é, qualquer contribuição ao conhecimento da geologia de um trato da superfície da Terra, seja geralmente obra incompleta, neste caso especial a falta de acabamento não decorre simplesmente deste particular, mas sim de razões que o autor passa a explicar.

Quando o autor foi honrosamente escolhido para reger a presente cadeira em concurso, informações verbais da diretoria convenceram-no de que, existindo muitas cadeiras a entrar em concurso na Escola Politécnica, o da cadeira de "Geologia, Petrografia e Mineralogia" não seria realizado tão brevemente, porque, como todos sabem, a organização de muitas bancas examinadoras de concursos obriga especiais cuidados e perturba, de certo modo, a vida escolar normal. Assim, vislumbrava-se que o concurso desta cadeira só seria aberto de fins do presente ano para diante, sabendo-se ser ela a que se vagara mais recentemente. Foi, pois, com surpresa que o autor teve conhecimento da abertura do concurso, por uma notícia de jornal, cerca de 15 dias após, em Fevereiro último.

Sabido como é de todos que uma tese ou um trabalho original de geologia não pode ser feito, geralmente, em curto prazo, ou, mais precisamente, com prazo determinado, explicada

fica a falta de acabamento que caracteriza este trabalho. O autor julga que ele poderia ser apresentado de outra forma se o tempo disponível para levá-lo até certo grau de desenvolvimento fosse, no mínimo, de dois anos. Ele aí fica, porém, como marco inicial dos trabalhos que o autor pretende realizar na região, não só para satisfazer a sua curiosidade científica, espicaçada pelas dúvidas que já apareceram na confecção desta nota preliminar, mas também para poder concluir sobre as relações da geologia com a mineralização na região de Apiaí, motivo principal que o levou a iniciá-lo.

Embora a explicação acima não justifique oficialmente a falta de acabamento desta contribuição, o autor julgou criterioso assim proceder por um dever de consideração para com os seus ilustrados examinadores.

Antes de penetrar na matéria do trabalho, o autor sente-se feliz em declarar que ele foi realizado principalmente graças à colaboração, ao estímulo e à amizade do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, representado, no presente caso, na pessoa do seu diretor, dr. Adriano Marchini, do engenheiro chefe da Usina de Chumbo de Apiaí, dr. Tarcisio de Souza Santos, e do engenheiro assistente da mesma Usina, dr. Ernesto Pichler. O autor deve agradecimentos também ao sr. J. B. de Almeida Prado, presidente da Companhia de Mineração de Apiaí, que diversas vezes facilitou-lhe, gentilmente, meios de transporte na região.

+

+ +

BIBLIOGRAFIA SOBRE A REGIÃO EM ESTUDO



A região de Apiaí e arredores, compreendendo parte do Estado do Paraná, tem sido até agora estudada por diversos profissionais, mas sempre de maneira muito perfunctória e descontínua. Desse mesmo mal sofrem os estudos sobre outras regiões no Brasil, quer quando realizados por particulares, ou por meios oficiais. Uma das principais causas dessa característica é a nossa grande extensão territorial, os serviços oficiais especializados devendo atender, geralmente com pequeno número de técnicos e verbas escassas, a muitos pontos julgados interessantes, sob o ponto de vista de riqueza mineral.

Todos sabem que uma região mineralizada deve ser inicialmente estudada sob o ponto de vista geológico-estrutural e mineralogenético. Os autores americanos classificam esses estudos dentro do capítulo de "Mining Geology" (geologia de mineração). Ele entende que os brasileiros devem primeiro levantar as riquezas minerais potenciais do seu subsolo e fazer com elas algum dinheiro, para depois, na ordem natural das coisas, desenvolver mais e especialmente, a parte puramente científica de estudos dessa especialidade.

Podendo frequentar a região de Apiaí algumas vezes por ano, o autor julga que provavelmente em duas décadas poderá estabelecer as conclusões mais importantes sobre as relações geológico-mineralogenéticas regionais, visando esclarecer e orientar os mineradores no caminho mais rápido de obtenção de resultados financeiros na exploração dos seus minérios.

1) A região de Assunguí, no Paraná, é continuação da de Apiaí, e foi estudada por Derby no século passado (Arquivos do Museu Nacional, vol, II, 1878).

2) Essa mesma região mereceu depois a consideração de Eusebio de Oliveira, cujas conclusões se encontram na sua monogra-

fia sobre a geologia e os recursos minerais do Paraná (monografia 6, do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil).

3) Em 1928, Glycon de Paiva fez estudos na região das jazidas de minério de chumbo de Iporanga, condensados no Boletim n. 42, do mesmo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Ele trata ligeiramente da geologia regional e das minas de Furnas, Piñheiros, Santo Antonio e Barra das Criminas. Aparece, então, o primeiro perfil geológico entre Furnas e Apiaí.

4) Em 1934, Othon Leonardos iniciou trabalhos de pesquisas das jazidas plumbíferas na região, precedidos de um apanhado sobre os dados geológico-econômicos dessas jazidas, até então existentes (Boletim n. 2, do Serviço de Fomento da Produção Mineral). A geologia da região é versada, no trabalho de Othon, muito superficialmente, apresentando êle, entretanto, a originalidade de apontar a existência de uma formação posterior à série de São Roque, apelidada então "Formação Iporanga".

5) Em 1936, Paulino Franco de Carvalho e Estevam Alves Pinto, geólogos do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, realizaram trabalhos geológicos de natureza pioneira na região norte-paranaense e sul-paulista, até Apiaí. Aparece, então, o segundo perfil geológico, em grande escala, da região em apreço (Boletim n. 71, 1937). Essa a atividade principal dos técnicos federais na região de Apiaí.

Resumidamente, é a seguinte a lista dos trabalhos dos técnicos do Estado de São Paulo sobre a mesma:

6) No n. 1 da revista "Mineração e Metalurgia", 1933, encontra-se interessante resumo da geologia das minas plumbíferas de Apiaí e seus recursos minerais, de autoria de Avelino I. de Oliveira.

7) Na mesma revista, no n. 5 de 1937, aparece uma notícia muito ligeira sobre a geografia, geologia e os afloramentos de minérios de chumbo da jazida de Panelas das Brejaúvas, no Estado do Paraná, próximo de Ribeira, trabalho esse assinado pelo engenhe

ro do Fomento Mineral, Gabriel M. A. Oliveira.

8) No Boletim de Agricultura de São Paulo, 1930, o falecido prof. L. F. de Moraes Rego apresenta "Um golpe de vista sobre os recursos minerais do Estado", versando geologia econômica da região de Apiaí.

9) No n. 6 de "Mineração e Metalurgia", 1937, Theodoro Knecht relata, simplificadamente, a ocorrência de supostos fósseis na série de São Roque, em Araçaeiro, Guapiara, Estado de São Paulo. Mais tarde, Vitor Leinz verificou não serem fósseis as estruturas do calcáreo de Araçaeiro.

10) No n. 10 da mesma revista, Theodoro Knecht descreve ligeiramente a ocorrência de arsenopirita e minerais secundários de zinco na mina de Furnas, não tratando, porém, das interrelações entre esses minerais, paragênese, etc.

11) Ainda na mesma revista, n. 13, 1938, o mesmo Knecht descreve algumas ocorrências de diabásios relacionadas com jazidas de minério de chumbo, na região de Apiaí, eruptivas estas descritas petrográficamente por Plínio de Lima e por Vitor Leinz.

12) Ainda na mesma revista, n. 17, 1939, aparece uma nota de Knecht sobre os "recursos minerais do sul de São Paulo", nota essa, porém, em que ele trata muito perfunctoriamente apenas da mina de Furnas.

13) Finalmente, no n. 25, 1940, da mesma revista, Tarçisio dos Santos expõe os trabalhos realizados pelos técnicos da American Cyanamid Company, versando a constituição do minério da mina de Furnas. Este é o primeiro trabalho calcográfico (estudo de minérios opacos em secções polidas) sobre minério da região em apreço, marcando o início das atividades especializadas de laboratório petrográfico nesse terreno, e deve servir de incentivo e modelo para outros pesquisadores posteriores.

Tem assim o autor passado em revista os principais trabalhos geológico-econômicos da região que interessa a esta tese. É sabido que existem outras notas da mesma natureza sobre as jazi-

das apiaienses. Para avaliação dos conhecimentos atuais dessa região, porém, o autor julga suficiente a literatura acima.

+

+ +

F I S I O G R A F I A

A região de minérios metalíferos de Apiaí situa-se na conhecida Serra de Paranapiacaba, em cujas grotas estão os mananciais das bacias do rio Paranapanema, correndo para o interior em direção ao rio Paraná, e do rio Ribeira de Iguape, que flanqueia em grande extensão essas montanhas, para depois investir diretamente para o Atlântico, na região de Iguape.

A Serra de Paranapiacaba pode ser classificada, geomorfologicamente, como montanha complexa ("complex mountain" dos geomorfologistas americanos). É extremamente acidentada, muito desprovista de meios de comunicação e, na maior parte de sua área, coberta de matas virgens. Estas circunstâncias tem impedido sobremaneira o melhor conhecimento do subsolo regional.

As cartas que possuímos sobre Apiaí e arredores são ainda muito deficientes, não tendo o Estado ali realizado, até hoje, nem os trabalhos geográficos na escala de 1:100.000.

Sintéticamente, podemos exprimir que as elevações da Serra de Paranapiacaba se iniciam muito disfarçadamente na orla dos campos permeanos e devoneanos do planalto paulista-paranaense, alinhando-se para o sudeste, do interior para o mar, uma sequência de cristas (propriamente serras), grosseiramente paralelas entre si e à costa. Estas cristas (ridges) elevam-se do interior cada vez mais, até o divisor das águas dos referidos rios Paranapanema e Ribeira, baixando-se depois, gradativamente, desse divisor para o mar, as últimas delas emitindo contrafortes em direção ao oceano os quais a princípio baixam lentamente, e de súbito bruscamente, mergulhando na baixada cristalino-quaternária da orla litorânea. A distribuição dessas cristas não é simétrica em relação ao divisor, sendo elas principalmente características dêle para o mar. Ao norte desse divisor, há apenas algumas delas, emitindo para o interior contrafortes, que, a princípio muito escarpados, diferen-

ciam-se em morros arredondados e cada vez menos acentuados, à medida que se aproxima da zona sedimentária.

A orla do planalto sedimentário interior orça por 700 metros. As altitudes crescem até 1.000 e 1.100 no divisor, raramente 1.200. Cáem, em seguida, para o mar, estando Apiaí a 900 metros, Furnas a 500, Ribeira a 150 e Iporanga a 60.

O volume d'água dos afluentes dos rios Ribeira e Paranapanema, na região em estudo, é relativamente pequeno, o leito dessas correntes apresentando desnível muito rápido. Elas correm encaixadas em apertados vales em V, os desníveis dos divisores para os leitos orçando, geralmente, de 200 metros para cima. Nas encostas muito íngremes, e muitas vezes escarpadas até a vertical, a mataria esconde a verdadeira natureza das rochas. Existindo nessa região extensas e largas formações calcáreas, alguns desses cursos d'água são parcialmente subterrâneos, tendo formado, em épocas anteriores, muitas grutas. É fácil concluir que as feições morfológicas dos cursos d'água das bacias dos dois grandes rios são algo diferentes. Do lado do Paranapanema a rede de afluentes dispõe-se de uma forma aproximadamente dendrífica, isto é, as correntes fluem em direções diversas, a princípio encaixadas por vales muito apertados, porém muito menos que do outro lado do divisor, abrindo-se para o norte paulatinamente esses vales, até uma forma de V de lados curvilíneos cada vez mais abertos, até que o curso d'água penetra a região de sedimentos não perturbados, mais modernos. Do lado do Ribeira o padrão de distribuição hidrográfica pode ser classificado de drenagem retangular, isto é, está controlado principalmente pelas condições geológico-estruturais das formações pré-cambrianas que ali ocorrem. Genéticamente, as correntes paralelas à direção das cristas das serras são subsequentes, por exemplo o Rio Acima, o Rio Ribeira, o alto Ribeirão Água Limpa, etc. As que investem contra as estruturas são obsequentes, tais como o Betari, o Palmital de Itaóca, etc. Nas vizinhanças do divisor, no eixo mais elevado da cordilheira de Paranapiacaba, é provável ter havido

capturas.

Em estudo preliminar e tão ligeiro, o autor julga que d lado do Paranapanema os entalhes de drenagem se efetivaram pelo ataque da erosão sobre sistemas múltiplos de juntas das rochas, sem preferência, porém, por determinado ou determinados sistemas. Do lado do Ribeira, entretanto, nota-se, logo que se viaja as primeiras vezes na região, que três sistemas principais de fraturas (cor e sem deslocamentos) condicionaram a morfologia do relevo da Serra de Paranapiacaba.

Todos sabem que os estudos geomorfológicos devem ser precedidos de estudos estratigráficos e de geologia estrutural. Em certa fase desses trabalhos é possível, entretanto, superpor àqueles estudos de geografia física, mas sempre com uma feição de primeira mão. Os leitores hão de relevar, portanto, as conclusões preliminares que o autor tira sobre a geomorfologia da região de Apiaí, porquanto ele próprio confessa conhecer apenas em seus primórdios a geologia regional.

Depois desta pequena digressão, continuando, diremos que especialmente na região compreendida entre Apiaí e o rio Ribeira, os vales que se abrem entre as cristas de serras paralelas são consequência de drenagem superposta a falhamentos importantes (linhas de falhas), acentuados pelo favor da erosão diferencial. Uma das falhas mais nítidas da região é a do rio Acima, um dos formadores do Palmital, em cuja escarpa meridional se notam nitidamente os esporões emitidos da Serra da Boa Vista, terminados defronte do vale por facetas triangulares muito características.

Normalmente à direção geral das cristas das serras do complexo Paranapiacaba (60 a 70° NE verdadeiros) abrem-se alguns grandes vales que investem diretamente para o Ribeira, por exemplo o do Betari, entalhado sobre uma importante falha transversal e provocando localmente um dos mais ásperos relevos da região. Outra direção de drenagem regional importante é a tomada pelo alto Palmital, pelo Gorutuba, pelo Iporanga, etc., isto é, aproximada-

mente 30° NE verdadeiros.

Note-se, de passagem, como já ficou atrás implicitamente subtendido, que a natureza da formação geológica influiu em boa parte na construção dos detalhes do relevo. É o que se passa, por exemplo, na Usina de Chumbo para Ponte de Táboas, onde um conolito de diabásio adoça extraordinariamente a aspereza do relevo regional, em área de cerca de 1 km de largura por 2 a 3 de comprimento.

As rochas mais resistentes quanto ao ataque erosivo são os quartzitos da Serra da Boa Vista, e as menos resistentes os calcáreos, que não só sofrem ação de erosão, como de dissolução. No relevo das regiões calcáreas notam-se, apenas em parte, certos aspectos característicos da paisagem cárstica clássica, e em certos lugares lapiés também típicos. Além disso, observam-se escarpas e pontas formando solução de continuidade com um solo fino, frouxo e poroso, de cor geralmente pardo-escura. A clássica "terra rossa" de decomposição de calcáreos europeus, não é encontrada na região. Além das existentes nos quartzitos e calcáreos, muitas vezes são esculpidas escarpas rochosas em filitos duros.

Em linhas gerais, é fácil ver que a região em estudo está atualmente rejuvenescida morfológicamente, possivelmente do cretáceo para cá, ou melhor, desde o terciário. É razoável, em face da geologia histórica brasileira, concluir que falhamentos antigos nas regiões cristalinas do escudo costeiro do Brasil foram reativados depois do cretáceo superior. Além disso, é possível que o relevo da região de Apiaí não tenha podido atingir a sua maturidade devido a movimentos epirogenéticos que se realizaram até pouco tempo atrás, ou que ainda estão se realizando.

Para classificar as escarpas e os vales da região de Apiaí, o autor solicitou auxílio do conhecido e excelente "Field Geology", de Lahee, 1931; da especializada obra de Lobeck, "Geomorphology", 1939; e do consagrado "Traité de Geographie Physique", 1935, vol. II.

G E O L O G I A

Quando começou a percorrer a região, em Janeiro deste ano, o autor iniciou os seus estudos colhendo dados geológicos e amostras típicas para estudos petrográficos. Secundariamente, notou aspectos geomorfológicos. Para desenvolver esses trabalhos, projetou adquirir, em primeiro lugar, conhecimentos gerais de estratigrafia, seguidos de perto por estudos geológico-estruturais, estudos esses que seriam posteriormente completados por trabalhos petrológicos. À base de um conhecimento fundamental seguro e indispensável nesses terrenos, o autor realizaria então trabalhos de detalhe das estruturas das zonas mineralizadas, com perfis e amostragem sistemática e intensiva nas jazidas e afloramentos, para estudos de mineralogênese.

Realizada que foi apenas pequena parte desse programa, esta tese versa ligeiramente sobre aspectos fisiográficos, e mais extensamente sobre geologia descritiva e petrologia da região de Apiaí.

Para colocar o leitor mais à vontade em relação às denominações geográficas regionais apresentadas neste trabalho, e para conhecimento das sucessões estratigráficas entre Apiaí e o Ribeira, o autor apresenta simplesmente uma pequena carta regional e um perfil geológico em grande escala. Isto significa que os gráficos neste trabalho foram reduzidos ao mínimo, com algum prejuízo para o entendimento dêle.

Ao par dos estudos estratigráficos, o autor realizou as primeiras observações no campo da geologia estrutural colhendo, em cada termo litológico típico, dados às vezes numerosos sobre direção e mergulho das camadas e sistemas de juntas. Infelizmente, não pôde estender os seus estudos de modo a conhecer os contactos da base das formações supostas algonqueanas com o complexo cristalino arqueano, e nem as interrelações desse mesmo algonqueano com

as séries sedimentárias de recobrimento do interior. A geologia que aqui se descreve está, portanto, limitada ao trato da Serra de Paranapiacaba entre Apiaí e o Ribeira, especialmente no triângulo Apiaí - Ribeira - Iporanga.

Atribuem-se às rochas da região de Apiaí a idade algonquiana, conhecida em São Paulo por "série São Roque". Derby e Eusebio de Oliveira, que primeiro estudaram a mesma sequência de rochas na região vizinha do Estado do Paraná, julgaram-na, a princípio, de idade paleozóica inferior, a-pesar da ausência de fósseis. Os característicos litológicos que a série São Roque apresenta em São Paulo, como sequência da "série Assunguí" do Paraná, e as interrelações dessas rochas com o complexo cristalino e as formações sedimentárias não perturbadas do planalto brasileiro, levaram os geólogos mais modernos a atribuir-lhe correlação com a conhecida "série de Minas" (algonqueano inferior). É inegável grande semelhança de ambiente de sedimentação, correspondendo-se satisfatoriamente os termos litológicos, com pequenas modificações regionais, não só quanto à espessura, como relativamente à posição estratigráfica relativa. Na série de São Roque, os calcáreos são muito mais importantes que na série de Minas. Nesta, sobressaem-se, muito mais ainda, os termos quartzíticos e itabiríticos. (1)

O autor não entra aqui na consideração da questão da idade relativa da série São Roque porque não colheu dados novos que permitam qualquer esclarecimento para a solução do problema.

A faixa de terreno especialmente visada neste trabalho é constituída, em largos traços, de rochas tipicamente xistosas (filitos e cloritaxistas), de quartzitos e de calcáreos, intrometidos por importantes massas de granito e, subordinadamente, por representantes de um magma gábrico.

1) Sobre litologia e sedimentação da Série de Minas, vide resumo do autor no Boletim n.º 38, do Serviço de Fomento da Produção Mineral, 1939.

Passa em seguida o autor a descrever detalhadamente o perfil Apiaí - Iporanga, que representa uma secção típica na região em apreço. Salienta-se, mais uma vez, a falta de dados sobre a sucessão geológica na região, ao sul de Ribeira e ao norte de Apiaí, que permitissem perfeito entendimento de todos os aspetos geológicos da série algonqueana.

Iniciando-se um perfil na vila de Pinheiros, 2 km ao norte de Apiaí, e terminando em Iporanga, teremos:

De Pinheiros para Apiaí encontra-se calcáreo escuro e grifoso, formando importante faixa, sobre a qual está edificada a maior parte desta última cidade. Esse calcáreo mergulha para noroeste 64° , e dirige-se segundo 10° NE. A junta (clivagem) mais importante é a 70 NW, mergulho para NE. Esta rocha apresenta-se em bancos de espessuras variáveis; é relativamente homogênea e sobrepõe-se, a oeste e noroeste, junto da cidade, aos xistos que constituem o Morro do Ouro.

Próximo do contâto destas duas formações, e encaixado nos xistos, encontra-se um "sill" de diabásio, de alguns metros de espessura.

Nos círculos da rodovia Apiaí - São Paulo, junto da cidade e do Morro do Ouro, observam-se as seguintes características das juntas nas rochas que formam esse morro: trata-se de uma formação de estratos alternados de filito ou cloritaxisto e quartzito escuro hematítico. Este conjunto tem, até certo ponto, o aspéto de uma formação cíclica, fenômeno que pôde ser bem observado nas numerosas galerias que atravessam o Morro do Ouro, de leste para oeste. As camadas desse conjunto estão onduladas ou dobradas, o que ocasiona variações nas direções e inclinações das juntas. Assim, no primeiro corte junto ao Morro do Ouro, observam-se as juntas abaixo, na ordem de importância citada:

30 a 50 NW, mergulho 73 SW à vertical;

30 a 40 NE, mergulho 65 NW à vertical;

5 NW, mergulho 35 SW a 20 NE (camada ondulada)

45 a 75 NE, mergulho variável até 65 SE;

Este - Oeste, mergulho 80° Norte.

Neste corte domina francamente o xisto, em relação ao quartzito. As rochas estão decompostas e dividem-se em prismas paralelográficos, com centímetros a decímetros de lado, segundo os tres sistemas de fraturas principais, acima citados. Mais próximo da Usina de tratamento do minério do Morro do Ouro, observa-se, em um grande corte, isto é, descendo-se na coluna geológica, que os leitos de quartzitos escuros já aparecem como termos litológicos importantes. Além do quartzito escuro, nota-se, às vezes, um dito de granulação muito fina e de cor clara. Neste corte observamos as seguintes juntas mais importantes:

Este - Oeste, mergulho 50° Sul à vertical;

60 NW, mergulho 37 SW;

45 NE, mergulho vertical;

15 NW, mergulho vertical ou muito forte
para NE.

Esta sucessão de rochas, observada ao sul do Morro do Ouro, prolonga-se por ele e serve de encaixante aos seus numerosos e diversamente orientados vieiros de quartzo aurífero.

No Morro do Ouro fizemos observações na superfície e dentro das galerias. Do lado sul, isto é, mais próximo do escritório na galeria n. 15, o autor observou vieiros complexos ocupando a princípio fraturas 65 NW e depois 25 NW, cruzadas ainda por outras 5 NE, mergulho 80 SE. Na encaixante percebem-se pequenas falhas e dobras de arrastamento isoclinais, de cerca de 1 metro de amplitude. Ela tem direção 35 NE e mergulho 70 NW. Na extensão desta galeria tem-se a impressão de que os quartzitos escuros são mais importantes, em volume, do que os xistos.

A SE, do lado da rodovia e próximo do primeiro corte citado, fizemos as seguintes observações, na região da galeria 19: juntas com 28 NE, mergulho 61 NW; e próximo da boca dessa galeria:

30 NW, 60 SW;



40 NE, 69 NW;

60 NE, 52 SE;

48 NW, 19 SW.

No fundo dessa mesma galeria, as camadas teem direção 15 NE, mergulho 27 NW, e as juntas importantes são:

15 NW, 74 NE;

65 NW, 60 NE.

Do lado ocidental do morro, na galeria 10, observam-se as seguintes juntas:

60 NE, 62 para SE;

35 NW, 86 SW.

Um vieso nessa galeria, com 40NW, está falhado segundo 15° NE.

Do lado oriental fizemos observações nas galerias 18, 16 e 14, para ter conhecimento da feição geológico-estrutural da área mais mineralizada do Morro. Na galeria 18, as rochas teem 20° NE de direção e mergulho 51 NW. As juntas importantes são:

77 NE, 74 SE;

55 NW, 80 NE;

10 NE, 40 SE.

Na galeria 17, embora existam pequenas dobras locais, o mergulho geral se mantém ainda para noroeste. As juntas principais são:

50 NE, 52 NW;

37 NW, 66 NE.

Na galeria 6, as rochas dirigem-se segundo 45 NE, mergulho 53 NW, e as fraturas são :

Norte - Sul, 66 Oeste;

65 NW, 31 NE;

60 NE, 70 SE.

Próximo desta galeria, do lado ocidental do morro, a direção das camadas é 35 NE, mergulho 55 NW, e as juntas importantes são:

70 NE, 72 SE;

35 NE, 68 NW.

Na região da galeria 14, que ocupa posição mais baixa na coluna geológica local, a rocha regional, sotoposta ao conjunto cílico xisto-quartzito do Morro do Ouro, é um filito branco quartzoso, constituído de placas resistentes, formando lages. A direção local é 5 NW, mergulho de 42 a 52 SW, e as juntas principais são:

85 NE, mergulho vertical;

65 NW, mergulho vertical.

No Morro do Ouro, na superfície, fizemos as seguintes observações: a meio caminho do plano inclinado, entre o escritório geral e o escritório do Morro, nota-se um pequeno dobramento das camadas, que se dirigem segundo 45 NE, mergulho 67 SE; pouco acima porém, já se observa 25 NE, mergulho de 46 a 54 NW; junto do escritório do Morro, 5 a 15 NE e 34 a 50 NW; próximo da boca da galeria 15, 15 a 30 NE, mergulho 53 para NW; no alto do Morro, na zona das catas antigas, produzidas na exploração do minério resultante da decomposição dos quartzitos escuros, decomposição essa que motivou concreções às vezes importantes em volume, constituidas de limonita, observa-se 25 NE, mergulho 34 NW.

Nota-se, portanto, na região de Apiaí - Morro do Ouro, que as rochas estão cada vez menos inclinadas, à medida que se sob topográficamente, significando isso, com toda a probabilidade, um falhamento importante na parte ocidental do Morro, entre este e a cidade.

Em direção à Usina de Chumbo, logo depois que se passa a ponte do ribeirão Água Limpa, os córtes oferecem boas exposições para observação. Nesta zona, isto é, entre a referida ponte e a zona de diabásio da Usina, afloram rochas do complexo quartzito-filito, semelhantes às da Serra da Boa Vista, que veremos adiante. Estas rochas mergulham, entretanto, geralmente para SE, havendo certeza um anticlinal erodido na região baixa da povoação de Morro do Ouro, de maneira tal que o complexo quartzito-filito de Água

Limpa se sobponha às rochas desse morro, já descritas. Para facilidade de exposição, chamaremos aquele conjunto "complexo Água Limpada". Nele, o quartzito é mais importante, em volume, que o filito. Ambos estão ondulados, o filito muito mais intensamente, às vezes até crenulado entre duas camadas de quartzito. Também ocorrem pequenas falhas em degraus, no xisto. São rochas claras, avermelhadas por decomposição. A direção geral é 65 a 70 NE, o mergulho sendo sempre muito forte para SE, como já dissemos. Mais próximo do contáto do diabásio, isto é, mais alto na coluna geológica, o mergulho é mais fraco, 55 SE. Eleva-se depois, à medida que se desce na coluna, isto é, que se caminha da Usina de Chumbo para a ponte, tornando-se vertical, e depois voltando, já próximo da ponte, a ser inclinado aproximadamente de 70°. Em dois pontos mais favoráveis observamos os seguintes sistemas de juntas no quartzito:

10 NE, 52 NW;
85 NE, 71 SE;
10 NW, 61 NE;
25 NW, mergulho vertical; e mais próximo da ponte:

10 NW, 68 SW;
65 NW, 81 NE;
20 NW, 19 NE;
85 NE, 65 SE;
50 NW, 39 NE.

Segundo o sistema 85 NE, houve, em certos pontos, laminação das rochas (shearing). Segundo 40 NE, em certo ponto, houve uma falha inclinada para noroeste, no contáto do quartzito para o filito. São comuns ainda, nesta zona, lenticularização do quartzito e amarrotamento do filito.

Do km 1,5, da rodovia Apiaí - Iporanga, até o km 6,5, atravessa-se o já referido "conolito" de diabásio. Esta rocha forma pequenos diques, também na escarpa do Cachoeira do Calabouço.

onde estão localizadas as instalações hidroelétricas da Usina de Chumbo. Chamamos esta eruptiva sómente de diabásio, para simplificação. Veremos depois, em outro capítulo, que nesse grupo eruptivo encontramos desde olivina-diabásios até monzonitos. Na reta defronte da Usina, existem córtes que permitem observar massiços, matações e lateritas vermelhas de decomposição dessas rochas. As principais juntas observadas foram: 80 NW e 5 NE, ambas com mergulho vertical. Além disso, dois outros sistemas com pequena inclinação para este e para oeste, respectivamente. Em certo ponto, nota-se que a rocha sofreu laminação em pequena faixa, produzindo se um tipo de rocha metamórfica xistosa. Esta laminação se deu segundo 5 NE. Das observações feitas, pode-se concluir que não há uma diferenciação de tipos petrográficos, cada vez mais cristalinos, da periferia para o centro do conólito, cuja feição estrutural é assim definida porque não conhecemos ainda, precisamente, todas as suas relações com os xistos regionais que o encaixam. No km 5, notamos as seguintes juntas do diabásio:

10 a 35 NW, 78 SW a 81 NE;

65 NW, 45 NE;

75 NW, 65 SW.

No km 3, na região de Ponte de Tábuas, restos escassos de xistos decompostos fazem solução de continuidade na área diabásica.

Na Usina do Calabouço as juntas principais do diabásio são: 70 NW, 65 NE e 20 NE.

No km 6,5 da rodovia Apiaí - Iporanga, bem como na barragem da Usina do Calabouço, passa-se do diabásio para a formação de rochas cíclicas que apelidaremos "gorutubito", segundo a sugestão do dr. Tarcisio Santos. Não só nos arredores de Apiaí, como nas vizinhanças de Guapiara e São Miguel Archanjo, respectivamente nas rodovias de Capão Bonito para Apiaí, e de São Miguel para Sete Baras, o autor tem notado que a formação superior da série São Roque na Serra de Paranapiacaba, é este complexo gorutubito. Entre Apiaí

e Iporanga estas rochas se estendem do km 6,5 até o km 14, não sendo esta, porém, a espessura real da formação, porque a estrada se desenvolve muito obliquamente em relação à sua direção geral. Na parte superior, o complexo gorutubito é formado de leitos alternados de pequena espessura (poucos centímetros) de calcáreos, anfiboloxistas e filito, os calcáreos e os filitos sendo de cônices verde ou cinzenta clara, e os anfiboloxistas de cônices escuras ou verdes. À medida que se desce, geologicamente, na formação, os leitos de calcáreos vão crescendo de importância, em espessura, ao ponto de formarem bancos, como se pôde notar na região das cabeceiras do rio Acima, isto é, no lugar denominado Passa Vinte. Nesta região, em que os calcáreos são lentes mais importantes, o complexo gorutubito perde a feição cíclica típica, e o tipo petrográfico caraterístico, que encaixa o calcáreo, é uma espécie de cloritaxisto. Os bancos de calcáreo que a estrada corta são, a princípio, de côr clara, creme ou azul-claro; depois, apresentam-se cinzento-azulado escuros. Mais próximo do contato do quartzito da Boa Vista, que lhe é inferior, aparece um banco de alguns metros de espessura de calcáreo claro, novamente esverdeado. As caraterísticas estruturais observadas nas rochas do complexo gorutubito são: no km 6,5, juntas 10 NW e 80 NW, mergulhando fortemente para sul e para norte; algumas dezenas de metros adiante, nota-se que a direção regional é 80 NE, mergulho de 50 a 55 NW, onde são importantes as juntas seguintes:

25 a 40 NW, mergulho de 55 a 62 SW;

45 a 50 NE, mergulho de 40 a 50 SE.

Logo a seguir, em um corte em que se apresenta de maneira muito típica, a formação cíclica tem os seguintes sistemas de juntas:

50 NW, 76 SW;

25 NE, 56 SE;

10 NE, mergulho vertical;

80 NE, mergulho 40 SE.

No km 7,3 nota-se falha de escorregamento segundo o plano das ca-

madas, isto é, 65 NE, 52 NW, isto no contáto de um xisto com um calcáreo. Em seguida, corta-se um dique de alguns metros de dia-básio, com juntas importantes 10 NE, 30 NW e 60 NW. Esse dique dirige-se EW, e mergulha de 40° para norte. A depressão do Córrego da Ferradura está condicionada à estrutura geral dêle e do cor-plexo gorutubito. No km 7,8, este complexo mostra-se dobrado em pequena extensão de cerca de 50 metros, formando uma anticlinória o segundo dos pequenos anticlinais intermediários estando levemen-te falhado. Essas dobras são do tipo isoclinal e muito irregulares. É um fenômeno local, apenas, voltando depois o gorutubito a mergulhar para o norte. Esta falha tem direção quasi EW e mer-gulho não muito forte para o norte. No primeiro banco importante de calcáreo, que é de côn cinza clara a creme, nota-se direção 75 NE, mergulho 28 NW, sendo as juntas mais importantes segundo 85 NE, 45 NW, 15 NE. Esse banco tem mais de 50 metros de espessu-ra. Começa-se, então, a percorrer a região deprimida junto ao no-te da Serra da Boa Vista, e que serve de divisor de águas entre as bacias do rio Acima, que corre para o Palmital, e o Passa Vin-te, que corre para o Betari.

O rio Acima, como dissemos, entalhou o seu vale sobre importante falha de direção, facilmente identificável pelos indí-cios topográficos, como o já referido, e por se constatar que o gorutubito, topográficamente elevado e muito empinado na região da rodovia, está abatido de mais de 200 metros, a alguns km a oes-te, na região da Cachoeira do Calabouço, onde mergulha apenas 30° para N. É provável que esta falha coincida com o primeiro sistema de juntas do banco de calcáreo, logo atrás referido. Entre os km 10 e 11, corta-se um banco de calcáreo cinza, mergulhando cerca de 50° NW. No km 11,7 passa-se por um banco de quartzito do tipo do da Serra da Boa Vista, que recobre outra lente de calcáreo escuro, cortado no km 12, o qual, por sua vez, recobre o calcáreo creme es-verdeado já citado, no km 13.

Finalmente, no km 14, por meio deste último calcáreo, o

complexo gorutubito se sobrepõe aos quartzitos da Serra da Boa Vista. Estes quartzitos são constituidos de bancos mais ou menos espessos (algumas dezenas de centímetros a alguns metros), intercalados de delgados leitos de filito, a proporção de filito sendo aqui, porém, muito mais insignificante do que no complexo Água Limpa. Os quartzitos Boa Vista estão intensamente dobrados, notando-se, a cada passo, escorregamento dos bancos de quartzito uns sobre os outros, "lubrificados" pelos filitos intermediários. Esse dobramento está complicado por falhamentos muito frequentes, de direção e de mergulho. O quartzito está extremamente fraturado desintegrando-se com grande facilidade em pequenos volumes angulosos. No km 14 nota-se direção 55 NE, mergulho 58 NW. O calcáreo sedimentário creme claro, sobreposto, está dobrado no contato do quartzito, demonstrando um escorregamento relativo de baixo para cima, em relação ao quartzito. O quartzito Boa Vista estende-se do km 14 até pouco além do km 16, tendo-se a impressão, entretanto, que a sua espessura não vai além de algumas centenas de metros explicando-se toda essa extensão em face do dobramento e do desenvolvimento da estrada em zona muito desfavorável e extremamente escarpada da Serra, no ponto em que o vale do Betari talhou a formação de alto a baixo, bem como as formações calcáreas do tipo Furnas, que estão sotopostas aos quartzitos Boa Vista. Em virtude do extremo acidentado desta região, o observador, olhando na direção do vale do Betari para o Ribeira, tem, no km 15, que corresponde mais ou menos ao eixo da Serra da Boa Vista, atrás de si, nos socavões da Pedra Branca, importantes massas de calcáreo, que à primeira vista parecem continuação das lentes que são cortadas em Passa Vinte, mas que o autor julga, entretanto, fazerem parte dos calcáreos inferiores, aqui neste trabalho apelidados "calcáreos Furnas". O dobramento dos quartzitos Boa Vista, complicado por falhamentos locais, fornece exemplos característicos para estudos de geologia estrutural objetivando ensino, dada a clareza das exposições. Em um ponto não muito perturbado, notamos as seguin-

- 22 -

tes juntas:

35 a 50 NE, mergulho 77 SE a vertical;

20 NW, mergulho 54 NE;

70 NW, mergulho 70 SW.

Em alguns pontos, notam-se perturbações locais da direção, que podem variar de 35 NE até 80 NW, com mergulhos ora para norte, ora para sul, observando-se nítidamente que a generalidade das dobras possue "pitching". No km 16, onde há uma dessas zonas perturbadas do quartzito, o mergulho volta a ser 37 NW, a junta importante sendo 30 NE, mergulho 35 SE, encaixando-se na rocha um veio de quartzo, segundo 35 NW. Grosseiramente avaliamos que os quartzitos existem na relação de 10 até 20 para 1 de filito. Cérrca de 150 metros antes de se passar aos calcáreos Furnas, encontra-se um bom exemplo de falha de mergulho, estando a rocha, antes dela, 25 NE para 48 NW, e logo depois da falha sendo a direção 70 NW e mergulho para NE. Na direção da falha existe uma depressão topográfica.

Entra-se no calcário Furnas com a direção regional cérrca de EW, e mergulho forte para norte. Essa rocha é então cinza azulada, brechada e toda listrada de calcita branca. As juntas importantes são:

10 NW a NS, mergulho muito forte para E;

85 NE, 61 NW;

30 a 40 NE, mergulho 75 SE;

60 NE, mergulho 47 SE.

Segundo o primeiro sistema, as águas de infiltração excavaram intensamente a formação calcária, excavações essas agora cheias de argila e calcita secundária. O mesmo acontece com o sistema 30 a 40 NE. Os calcáreos Furnas são atravessados desde o km 16 até o km 19, próximo da encruzilhada do ramal para Lageado. Essa formação calcária é constituida, em cima, de uma zona de algumas dezenas de metros de camadas brechadas, que naturalmente sofreu as mesmas vicissitudes que os seus vizinhos, os quartzitos da Serra

25

da Boa Vista. Descendo-se na secção geológica, porém, o calcáreo listrado logo passa a constituir, então, o tipo do calcáreo cinza-escuro azulado Furnas, que intercala leitos e bancos, de centímetros a alguns metros, de xistos verdes. Estas intercalações serviram muito frequentemente como meio lubrificante para escorregamento, e como elas são mais facilmente decomponíveis que o calcáreo, os vales secundários da zona foram produzidos nelas por erosão diferencial. Não se deve esquecer, porém, que o falhamento de grande escala foi, de fato, o fator decisivo na construção do relevo. Na estrada de rodagem, próximo da porteira que dá acesso à galeria Santa Barbara, e em certa faixa, o calcáreo torna-se grafitoso e mais escuro. Logo depois da porteira há uma faixa de calcáreo azulado claro, sobrepostas a espessos bancos de calcáreo escuro com leitos creme claros. Estes bancos se sobrepõem a uma zona mais espessa de xistos e extensa, segundo a estrada, de mais de 200 metros, não sendo, porém, esta a espessura verdadeira, por quanto o xisto está dobrado entre as formidáveis massas de calcáreos que lhe estão respetivamente sobrepostas e sobpostas. O xisto dobra-se duas vezes e volta a mergulhar para noroeste, sobrepondo-se, então, às camadas da parte inferior dos calcáreos Furnas que aí se apresentam de côr negra em cima, azulada clara logo abaixo e brechada na parte inferior de contáto com nova camada xistosa, a qual, por sua vez, se sobrepõe a outro banco de calcáreo zulado escuro, constituindo a base. As características estruturais das rochas englobadas sob a denominação de calcáreo Furnas são as seguintes: um pouco antes da entrada da mina de Furnas, no vale do córrego do mesmo nome, a direção é 60 NE, mergulho 50 NW. Entre esse vale e a porteira da galeria Santa Barbara, notamos as seguintes juntas:

40 NW, mergulho 72 SW até a vertical;

aproximadamente EW, mergulho fraco para S;

72 a 75 NE, mergulho 69 SE;

5 a 12 NE, mergulho vertical;

80 NW, mergulho de 12 SW.

Dentro da mina de Furnas fizemos muitas observações, que resumidamente contam:

juntas do lado oriental

40 a 46 NE, 30 a 42 SE;
82 a 85 NW, 59 a 72 SW;
NS, 74 E;
35 a 49 NW, 82 a 86 SW.

As camadas são mais inclinadas na boca da mina (64°), e menos para o sul (49°).

juntas do lado ocidental

52 a 57 NW, 85 SW;
70 NE, 75 a 87 SE;
57 a 61 NE, 56 a 62 SE;
5 NW, 72 NE;
85 NW, 54 SW;

Depois da porteira da galeria Santa Barbara, notam-se listras de quartzo na junta 65 NE, mergulho para SE; e uma falha no sistema 65 NW, mergulho para SW. Nos bordos da falha houve laminação, entortando-se o veio de quartzo que por ela passa, e modificando-se um pouco a direção do calcáreo para 50 NE, mergulho 51 NW. De modo geral, na região de Furnas as camadas são muito uniformemente dirigidas segundo 65 NE. No calcáreo com leitos creme, notamos 63 NE, mergulho 44 NW, e veios de calcita segundo 15 NW, mergulho para NE, e 40 NE, mergulho forte para SE. No xisto dobrado já referido, obtém-se 30 a 55 NE para a direção, e no último banco basal de calcáreo observei direção 50 NE, mergulho 60 NW.

Anaixo do calcáreo Furnas segue-se uma espessa formação de xistos, que constitue a importante Serra do Tatú, flanqueada de um lado e de outro e transposta pelo ramal rodoviário para Lageado. Esses xistos são geralmente consistentes, e encaixam um muito bem definido horizonte de filito grafítoso, de alguns metros de espessura. A Serra do Tatú corresponde a um grande anticlinal, do seu lado sul os xistos vindo novamente a ser recobertos pelo espesso massiço de calcáreos que chamarei aqui "Lageado", e que não são mais do que continuação da formação calcária de Furnas, outróra

provavelmente contínua, em dobramento por cima da Serra do Tatú. De cima para baixo, no pacote desses xistos, que chamaremos xistos da Serra do Tatú, nota-se, a princípio, um termo mais sericítico, em seguida mais clorítico e depois alternadamente filítico e clorítico, e finalmente filítico-silicoso. Entre dois leitos de filito silicoso, geralmente o filito está corrugado. Na parte superior do pacote notamos, a princípio, 60 NE, mergulho para NW, a junta mais importante sendo ainda o sistema 40 NW, que é tambem a direção geral do Betarí. Na aba sul da anticlinal nota-se 45 NE e mergulho 30 SE. O autor chama a atenção dos leitores, porém, para o fato de se encontrar nos flancos da grande anticlinal de xistos, dobramentos locais de pequena amplitude. Os xistos da Serra do Tatú se estendem do km 19 ao km 22, pela rodovia.

Continuando para Iporanga, volta-se então a subir a coluna geológica regional, atravessando-se zona calcária até o km 27, na baixada onde se localiza o povoado de Serra. Nesta zona, os calcáreos Lageado formam gigantesco sinclinal, motivo por que, do km 27 em diante, torna-se a descer para os xistos Serra do Tatú. Próximo do contáto do calcáreo Lageado com os xistos da Serra do Tatú, no km 22, a direção é 60 NE e o mergulho 37 SE, e as juntas principais são:

17 NW, 50 NW;

60 NE, 30 SE.

No km 23 ocorre uma pequena intrusão de monzonito no calcáreo.

Alcançando-se novamente os xistos Serra do Tatú, no km 27, tem-se 50 NE e 44 NW. Esses xistos formam as importantes cristas denominadas serra Sem Fim e serra das Bombas. Entre Serra e a ponte da rodovia que cruza o Betarí, os xistos passam a mergulhar em grande extensão novamente para SE, demonstrando um outro anticlinal de importância. Antes dessa ponte, porém, voltam a mergulhar para NW. Nessa ponte notamos nova ocorrência de diabásio, e, um km depois dela, os xistos tem direção 55 NE e mergulho 57 NW. Com estas características eles são observados até se alcan-

çar, próximo da barra do Betari, no rio Ribeira, a "Formação Iporanga", já referida, que à primeira vista parece estar sobposta a esses xistos.

Esta formação Iporanga consta de filitos claros arroxeados, com intercalações mais ou menos espessas de fanglomerados fílticos, demonstrando direção 70 NE e mergulho 44 NW. Os principais sistemas de juntas são:

20 NW, mergulho 68 NE;

35 NE, mergulho 36 SE.

Seixos com forma de ferro de lança são constatados, mas observa-se que êles foram posteriormente rolados. Os seixos variam, em tamanho, de uma avelã ao de uma cabeça de homem. A maioria dêles é constituida de quartzitos e, subordinadamente, de granito, agamatolito, cornubianito, porfiro e xistos arroxeados. Pelo que sabe o autor da geologia da região vizinha paranaense (série Assungui), conforme descrevem Eusebio Oliveira, P. F. Carvalho e Estevam A. Pinto, todos esses seixos provieram da bacia do alto Ribeira. Os conglomerados se adelgaçam nítidamente segundo a direção, e os filitos crescem então de importância. O autor não conseguiu observar ainda o contáto nítido dessa formação com a série de São Roque. Julga que todos os filitos claros que são atravessados na extensão de mais de um km, antes de atingir-se a margem do Ribeira, pertencem à referida formação. De qualquer maneira, é fato que elas são hoje concordantes. Próximo da margem do Ribeira, e ainda no vale do Betari, um "sill" de diabásio da mesma natureza que o da Usina de Chumbo penetrou na formação Iporanga. Esta formação é muito semelhante às faixas da formação Macaubas (série de Lavras, e ocambriano), que ladeiam ocidentalmente o massiço do Espinhaço, no norte de Minas Gerais. Segundo me informou verbalmente o geólogo Jesuino Felicissimo, do Instituto Geográfico e Geológico estadual, a formação Iporanga se estende por muitos km à margem do Ribeira, em Iporanga, e é conhecida também em outros pontos ao norte e ao sul desse rio.

- 4 -

Na rodovia do ramal de Lageado, observamos o xisto grafítoso já citado, na encosta norte da Serra do Tatú, com direção 70 NE, mergulho 39 NW. As juntas principais são:

47 NW, mergulho 60 NE;

20 NW, mergulho vertical;

45 NE, mergulho muito forte para NW.

Os xistos dessa serra são ondulados longitudinalmente também. No flanco sul da serra, em uma zona de círculos mais altos, à meia encosta, notam-se dobramentos locais complicados com falhamentos muito nítidos e adjacentes à faixa de filito grafítoso, que é ali sobreposto por um cloritaxisto verde. Uma das falhas é orientada segundo NW, e o regeito deve ser superior a 20 metros. Outra falha importante é orientada segundo 50 NE, mergulho 60 NW, perturbando completamente uma zona de 10 metros de extensão, com corrugamentos complexos marginais. As rochas tem ali, 40 NE, mergulho 36 SE, isso a cerca de 500 metros acima do contácto com o calcário Lageado, onde existe uma falha 25 NE, com forte mergulho para NW. As juntas principais são:

15 NE, mergulho para NW;

40 NW, mergulho para SW;

55 NE, mergulho para SE.

Em Lageado, o calcário tem 55 NE, mergulho 27 SE, isto é, ele vem se tornando cada vez menos inclinado, desde o contácto com as juntas da Serra do Tatú. As principais juntas, nessa povoação, são:

40 NW, 85 NE;

10 NW, 62 NE.

Nesta região vê-se que as linhas de drenagem 60 NE são produzidas por erosão diferencial, mas as que se orientam segundo 15 NE são devidas a falhas, como por exemplo o córrego que separa as jazidas de Lourenço Velho da de Sant'Ana. Em Lourenço Velho os principais sistemas de juntas são: 80 NE, 65 NE e 15 NE; e do lado de Sant'Ana os principais sistemas são: 65 NE e 40 NW, principalmente este último. A região das jazidas de Lourenço Velho e Sant'Ana

se localiza próximo do eixo do sinclinal, onde se nota tambem dobramento longitudinal do calcáreo, que aí se apresenta em bancos espessos, quasi todos de granulação fina e de cõr escura, havendo, porém, leitos intercalados de 8 a 10 centímetros de espessura, mais claros e de granulação quasi grosseira. Estas intercalações são ondeadas longitudinalmente, e de perfil se assemelham a marcas ondulares. Julgamos que a diferença de granulação é original do sedimento. As jazidas citadas, bem como muitas outras dessa região, situam-se na importante Serra dos Macacos ou dos Motas, localizada logo ao sul da Serra do Tatú.

No flanco sul da Serra dos Macacos fizemos observações entre a rodovia e a jazida de Lourdes. A direção regional, próximo dessa jazida, é de 65 NE, mergulho 37 NW, isto é, ela já está situada na ba sul do sinclinal. As juntas importantes são:

- 84 NW, mergulho 62 SW;
- 20 NE, mergulho SE quasi vertical;
- 45 NW, mergulho 87 SW;
- 60 NW, mergulho muito fraco para SW;
- 60 NE, mergulho 40 SE;
- 40 NE, mergulho 67 SE.

Na Usina do Calabouço, na barragem, nota-se um dique de diabásio de 10 metros de espessura, encaixado na formação de gorutitos típicos, que na casa das máquinas se apresenta com direção EW e mergulho de 30º norte, e com os seguintes sistemas de juntas principais:

- 30 NE, mergulho muito forte para SE;
- 70 NW, mergulho forte para SW;
- 60 NE, mergulho forte para SE;
- 10 NE, mergulho vertical.

As observações na rodovia Apiaí - Ribeira apresentam o alto interesse de poder se conhecer as relações dos granitos intrusivos com as rochas da série de São Roque. Sob o ponto de vista, porém, de secção geológico-estratigráfica, este percurso apresenta

muito menor interesse que o de Apiaí - Iporanga, que deve servir de base para as observações alhures.

O km 324 da rodovia São Paulo - Ribeira está plantado junto ao Hotel Teixeira. Logo depois desse km, ainda dentro da cidade, passa-se do calcáreo já mencionado para o diabásio, que se apresenta ao sul da cidade, como responsável pela formação de um relevo mais suave, inteiramente semelhante ao da Usina de Chumbo. Provavelmente, esse massiço de diabásio, cuja forma estrutural ainda é para mim desconhecida, liga-se em profundidade com a da Usina, da qual é separada na superfície por pouco mais de um km de calcáreos, xistos Morro do Ouro e quarzitos Água Limpa, na região do sítio do Vieira.

Atravessada a faixa diabásica, entra-se em gorutubito muito perturbado, demonstrando direção 45 a 50 NW, e mergulho 30° para SW.

Nas proximidades de km 326 corta-se o primeiro contato de gorutubito com granito, o qual para facilidade, passaremos a chamar "granito Apiaí". Esta eruptiva produziu "sills" entre as camadas de gorutubito, constituindo uma variedade mais ácida, clara, de granulação média, notando-se que os xistos foram digeridos em uma faixa de algumas dezenas de metros; uma dessas faixas está encaixada no granito, demonstrando direção 60 NE e mergulho vertical. As rochas regionais estão muito decompostas e de difícil interpretação.

No km 326,3 atravessa-se uma pequena faixa de calcáreo.

No km 327 corta-se uma zona em que o granito se intrometeu intensamente, sob forma de sills, no complexo gorutubito, que apresenta direção NE e mergulho fraco para SE.

No km 327,6, próximo de outro contato, nota-se que o granito listrou os xistos de veios caolínicos, dando-lhes, 100 metros mais adiante, aspecto gneissico.

No km 328,8, em um corte de granito fresco, observa-se nêle um xenolito verde-escuro, anfibólico.

No km 329, no lugar denominado Ferradura do Taquarussú, passa-se do granito para os mesmos calcáreos da zona do sítio do Vieira e de Apiaí - Pinheiros. Em uma boa exposição, no km 330, o calcáreo mostra-se com 50 a 60 NE, e mergulho forte para SE. A junta importante é 33 NW, mergulho 78 SW.

No km 330,7 o calcáreo tem 70 NE, mergulho 74 para SE, e as juntas importantes são:

34 NW, mergulho 74 SW;

30 NW, mergulho 44 SW;

40 NW, mergulho muito forte para NE;

27 NW, mergulho 14 SW.

E' uma rocha escura, de granulação média.

No km 332,8 observa-se que a intrusão do granito no complexo gorutubito produziu rochas com aspéto cornubianítico, ficando o granito intrusivo com caráter pegmatítico.

No km 336, depois de atravessar-se a ponte do Ribeirão do Tijuco, observam-se as seguintes juntas no massiço granítico:

55 NE, mergulho 63 NW;

45 NW, mergulho 83 NE;

62 NE, mergulho 36 SE.

No km 337,6 ocorre um diorito verde-escuro, de granulação média e grosseira, epidotizado segundo as seguintes juntas:

17 NE, mergulho 73 SE;

60 NW, mergulho muito forte para NE;

40 NE, mergulho muito forte para SE;

5 NW, mergulho 48 NE.

Esse diorito se apresenta numa faixa de algumas centenas de metros de largura, produzindo uma laterita vermelha por decomposição, diferente da laterita rósea, típica do granito Apiaí. Ele parece incorporado ao massiço granítico.

Na zona dos km 338 a 339, travessam-se novamente diversos contatos de granito com gorutubito, obtendo-se boas amostras de metamorfismo de contato. Ali o gorutubito tem 25 NE, mergulho



61 NW, com sistemas de juntas

50 NW, mergulho vertical;

aproximadamente Este-Oeste, mergulho 50 Sul;

40 NE, mergulho 50 NW.

O granito toma um aspéto gneissico em muitas das intercalações. Nota-se perfeitamente uma anfibolitização dos leitos calcáreos do gorutubito, e clarificação dos leitos quartzosos. O granito, por sua vez, fica mais claro. Ocorrem ainda corrugamentos e dobras de arrastamento, próximo de uma zona em que se notam importantes juntas, segundo 45 NW, mergulho 75 NE. O gorutubito se divide aí, tipicamente, em belas placas, diferenciando-se em leitos calcáreos silicosos, cloríticos e anfibólicos.

Depois de atravessar-se uma zona granítica nos km 341 e 342, em que se observam "shlieren" micáceos no granito, corta-se novamente uma zona de gorutubito com dobras locais, mas o mergulho geral ainda é para noroeste.

Entre os km 342 e 346, notam-se, ainda duas vezes, mergulhos para SE, isto é, dobramentos de pequena amplitude.

No km 348,8, depois de nova travessia do Ribeirão do Tijuco, observam-se os seguintes sistemas de juntas no granito:

35 NE, mergulho 32 NW;

13 NW, mergulho muito forte para NE;

50 NE, mergulho 53 NW.

Neste ponto, o granito inclui faixas de gorutubito dispostas segundo 50º NE, faixas essas com algumas dezenas de metros de espessura.

No km 339,5 encontra-se um granito escuro sobreposto ao granito típico Apiaí, em um corte da rodovia. O contato se dá segundo uma linha bem delimitada e uma delgada faixa do granito Apiaí está escurecida. O granito escuro tem uma tendência a gneissificação, próximo desse contato.

Nas proximidades do km 350 nota-se novamente gorutibito, com mergulho ora para SE, ora para NW.

Na extensão dos km 351 e 352, atravessa-se ora o granito, ora gorutubito.

De modo geral, observa-se que a microclina do granito Apiaí é côr de carne, próximo dessa cidade, e branca ou levemente rosa próximo de Ribeira.

No km 354, na baixada do Ribeirão do Tijuco, próximo de sua barra no rio Ribeira, observa-se calcáreo esverdeado, com 70° NE e mergulho 67 NW. Finalmente, depois do km 355 até a ponte de Ribeirã, atravessa-se a espessa formação de calcáreos que chamarei "Ribeira". Esses calcáreos são claros, de côr cinzento-azulada ou amarelada, com leitos de calcáreo micáceo. A direção regional é 65 NE, e mergulho 88° NW. As juntas importantes são:

5 a 10 NW, mergulho 76 NE;

5 NW, 22 SW;

40 NW, mergulho 66 NE.

Mais próximo da cidade, o calcáreo vai se tornando cinzento azulado, muito uniforme, com alguns leitos de cloritaxistas intercalados, observando-se, próximo da conhecida figueira que existe à margem do Ribeira, um delgado dique de diabásio de 60 centímetros de espessura, encaixado segundo 25 NW, mergulho quasi vertical.

Mais próximo da cidade, na volta do rio, nota-se uma falha muito nítida, segundo a mesma fratura do dique de diabásio citado. Nesta falha houve uma laminação intensa, numa faixa de 4 metros de largura, notando-se que as camadas do lado direito de quem observa o corte desceram em relação à parte laminada, entortando-se próximo do contáto. Logo em seguida, os calcáreos são muito micáceos, para depois se tornarem novamente escuro-azulados, tal como em Furnas. O autor supõe que o calcáreo Ribeira é a mesma formação do calcáreo de Furnas. As outras faixas de calcáreo, atravessadas no percurso Apiaí - Ribeira e relacionadas com o complexo gorutubito, bem como o calcáreo Apiaí, pertencem à formação deste complexo.

As intrusões graníticas são observadas na rodovia Apiaí - Ribeira, principalmente toda vez que a estrada faz curva para o lado ocidental, demonstrando que a direção geral dessa rodovia segue, aproximadamente, a linha de contáto. Para oeste dessa rodovia nota-se que vai longe a paisagem granítica. E' sabido também que ele forma uma "bossa" em Itaóca.

Penetrando ligeiramente no Estado do Paraná, o autor fez observações em cerca de 20 km da rodovia Ribeira - Curitiba, e para leste até a Mina de Panelas, margeando o rio Ribeira.

Na rodovia para Curitiba, em direção ao sul, atravessada a faixa de calcários Ribeira, penetra-se no mesmo complexo de xistos da Serra do Tatú, que no km 3,7 (a partir da ponte do Ribeira), tem direção 50 NE, mergulho de 44 NW, o contáto com o calcário estando uns 300 metros antes.

A rodovia sóbe então as encostas da bacia do Ribeirão Carumbé, para atingir o alto da Boa Vista, na Serra da Terra Boa. Neste percurso, nota-se que o complexo de xistos, que aqui para simplificação chamaremos "xistos Carumbé", está dobrado em grande anticinal, da mesma forma que na Serra do Tatú. Além disso, ele apresenta a particularidade de possuir uma intercalação de calcário cinza escuro, de poucas dezenas de metros de espessura.

Quanto às características estruturais dos xistos Carumbé, observamos: até o km 9, temos mergulhos regionais para noroeste e depois para SE. Entre o km 9 e o km 10 observam-se complexas dobras locais, apresentando-se os xistos com 70 NE e mergulho 42 NW.

Entre os km 13 e 14 atravessa-se um corpo intrusivo de monzonito, que apresenta as seguintes juntas principais:

25 NW, mergulho quasi vertical para SW;

10 NE, mergulho 53 NW;

70 NE, mergulho 83 NW.

Em certa zona, em um grande córte existente próximo do marco 119 da rodovia, nota-se que o monzonito está atravessado por um pegma-

tito côn de carne. A granulação aqui é grosseira no centro do corpo intrusivo e média próximo dos contatos com os xistos regionais. No calcáreo negro, que é cortado por esse monzonito, próximo do marco 120, notamos as seguintes juntas:

45 NE, 44 NW;

35 NW, mergulho vertical;

75 NW, mergulho 75 NE.

Nesse calcáreo, observa-se também um pequeno dique de monzonito, segundo 55 NW. O calcáreo não é homogêneo como os que já tiveram sido descritos, e apresenta um aspéto corrugado na superfície de separação das camadas. Em média, tem direção 45 NE, mergulho 57 SE, isto é, estamos na aba sul do anticlinal. Na aba norte, mais próximo de Ribeira, o mesmo calcáreo tem 60 NE, mergulho 74 NW.

A 17 km de Ribeira (próximo do marco 116), passa-se dos xistos para o granito da Serra da Terra Boa, que em boa parte demonstra ser um tipo diferenciado mais ácido (alasquito).

De Ribeira para a Mina de Panelas, abandonando o calcáreo Ribeira, atravessam-se os xistos Carumbé. A 5,7 km da ponte de Ribeira, estes xistos mostram-se esverdeados e representam filitos. Eles têm direção 70 NW, mergulho 21 para SW, e as juntas importantes são:

63 NE, mergulho 67 SE;

40 NW, mergulho 60 SW;

40 NW, mergulho 68 NE;

50 NE, mergulho forte para SE;

20 NE, mergulho 70 NW.

Sobpõe-se a ele um anfibólio-xisto caraterizado por uma xistosidade muito acentuada, mascarando a estratificação, segundo 67 NE, mergulho 57 SE.

A 13 km da ponte de Ribeira passa-se para os "calcários Panelas", que correspondem, na opinião do autor, aos calcários Lagedo. Nas imediações da usina de força da mina de Panelas, este calcáreo é impuro, muito amarrotado e laminado. Subindo-se a en-

costa para a zona de mineração, nota-se que o calcáreo está atra-
vessado de diques de aplitos; o calcáreo tem direção NE, e mergu-
lha para SE. As juntas importantes são:

81 NE, mergulho 45 SE;

12 NE, mergulho 67 NE;

Este - Oeste, mergulho vertical.

Por baixo da casa do engenheiro da mina notam-se as seguintes jun-
tas no calcáreo:

60 NE, 85 NW;

30 NW, mergulho forte para NE.

Junto da boca da galeria A-3, o calcáreo tem direção 55 NE, e mer-
gulho 67 NW, mostrando um sinclinal local. As juntas importantes
aí são:

30 NW, mergulho 78 NE;

23 NE, mergulho 13 SE;

40 NE, mergulho 74 NW.

Entre a casa do compressor e a galeria B-2, nota-se uma ótima jun-
ta com 17 NW, 77 NE. Na região da mina B-2, as camadas tem di-
reção 65 NE, mergulho 64 SE, e as juntas são:

20 NW, mergulho 15 para NE;

55 NE, mergulho 65 NW;

Este - Oeste, mergulho 14 S.

Na região da mina B-3, notam-se as seguintes juntas:

27 a 30 NE, mergulho 56 a 82 NW;

50 a 60 NE, mergulho 37 NW;

70 a 85 NW, mergulho 72 a 85 SW;

10 NW, mergulho 14 NE;

75 NW, mergulho 56 NE.

O autor fez ainda uma excursão a Banhado Grande, km 296
da rodovia São Paulo - Apiaí, e às minas de Braço da Pescaria e
Espírito Santo, colhendo os dados seguintes:

Entre Apiaí e Banhado Grande, a rodovia se desenvolve com
direção geral muito próxima da direção regional das camadas, moti-

vo por que sómente são observados, nos córtes, afloramentos de quartzitos Água Limpa e xistos Morro do Ouro. Em Banhado Grande, porém, nota-se um pouco de calcáreo, provavelmente correspondente ao calcáreo Apiaí. De Banhado Grande para Espírito Santo percorre-se um dos trechos mais acidentados da Serra de Paranapiacaba, subindo a princípio para atingir as elevações graníticas da Serra da Dúvida, e descendo-se depois as quebradas muito escarpadas de granito, quartzito e calcáreo da região da mina citada.

Logo que se deixa o povoado de Banhado Grande, atravessa-se uma elevação conhecida por Morro Vermelho, atingindo mais de 900 metros de altitude, e que é constituida de diabásio, continuação da rocha do mesmo tipo da Usina de Chumbo. Ao sul desse diabásio, começando a subir as primeiras elevações da Serra da Dúvida, travessam-se quartzitos do tipo Água Limpa. A princípio esse quartzito mergulha para noroeste e depois para SE, demonstrando a existência de um anticlinal. A faixa de quartzito tem algumas centenas de metros, alcançando-se depois o granito que forma a estrutura da Serra da Dúvida e que, sendo muito característico na faixa conhecida por Serra da Areia Branca (nome meridional e local da Serra da Dúvida), é aqui apelidado de "granito Areia Branca". De Banhado Grande para Braço da Pescaria, o caminho corta 7 km nesse granito.

Descendo-se a escarpa meridional da Serra da Areia Branca, ao pé da qual está a mina de Braço da Pescaria, torna-se a passar do granito para o quartzito, que é atravessado em faixas de cerca de 300 metros de espessura real. Na opinião do autor, estes quartzitos correspondem aos da Serra da Boa Vista. Vê-se, portanto, que neste trecho não é atravessado o complexo gorutubito, cujo lugar foi tomado pelo massiço de granito da Serra da Dúvida.

Sobpostos ao quartzito, em Braço da Pescaria, veem calcários brechados e depois calcários massiços, escuro-azulados, tal como acontece em Furnas. O calcário brechado, bem como o quartzito que lhe está sobreposto, tem em Braço da Pescaria, junto ao

poço da mina, direção 43 NE, mergulho 43 NW, e as juntas importantes são:

35 NE, mergulho 66 SE;

60 NW, mergulho forte para SW;

67 NE, mergulho quasi vertical;

aproximadamente Este - Oeste, mergulho 28 S.

Na zona das pequenas falhas (brechas) o fraturamento foi produzido segundo o plano das camadas e a primeira junta citada. Entre o poço e a galeria principal da mina, desce-se uma imponente escarpa de falha no calcáreo, que tem então a direção 25 NE e mergulho 64 NW. O mergulho se acentua dessa maneira, em perfil, da região do poço para a escarpa ao sul, o mesmo fenômeno sendo verificado depois dentro da galeria da mina, que atravessa as formações com direção 17 NW. No interior da mina, na galeria de direção do principal veio explorado, o calcáreo tem direção 30 NE, mergulho 44 a 50 NW, e as juntas são:

50 NE, mergulho 77 SE;

50 NW, mergulho 77 SW;

80 NW, mergulho vertical;

35 NE, mergulho forte para NW;

35 NW, mergulho forte para SW.

No percurso de Braço da Pescaria até Espírito Santo, vai-se osculando o contato granito-quartzito e depois o contato quartzito-calcáreo. Logo que se contorna o morro de calcáreo, a oeste de Braço da Pescaria, passa-se pelo interessante "chapéu de pedra", curiosa forma de erosão constituida por pontas bastante empinadas de um mármore claro, de granulação grosseira, suportando, 1,5 metros acima do solo, um formidável matacão de granito Areia Branca. E' claro que este bloco foi trazido lentamente, por efeito da erosão, do massiço de granito um pouco ao norte, até adquirir a posição atual.

Na região da mina do Espírito Santo, entre o laboratório e a casa do feitor, o calcáreo tem 60 NE, mergulho 45 NW. O ribei-

rão do Espírito Santo, que atravessa a zona da mina, é de regime francamente encachoeirado, entalhando o seu vale em calcáreo nú e fresco. No seu leito notam-se matacões e seixos de calcáreos xistosos, quartzitos de granulação ora fina, ora grosseira, ora conglomerática, e rochas de metamorfismo de contâto de granito com calcáreo. Esses seixos proveem, como se vê, da zona alta das nascentes do ribeirão, onde se deve encontrar o mesmo perfil que vimos na região de Braço da Pescaria. Junto da mina M-W, o calcáreo tem 20 a 30 NE de direção e mergulho 60 a 70 NW; as juntas principais são:

- 30 NW, mergulho 50 NE;
- 70 NE, mergulho 75 NW;
- 10 NE, mergulho quasi vertical;
- 50 NW, mergulho 70 SW.

Na mina M-1, as juntas interessantes são:

- 45 NW, 54 NE;
- 80 NW, 66 SW;
- 60 NE, mergulho 84 NW.

Em certo ponto da galeria principal desta mina, nota-se uma falha 85 NE, 73 NW, e o calcáreo, que na boca da galeria tinha 30 NE, 74 NW, ficou com 45 NE, mergulho 37 NW. Neste ponto, as juntas segundo as quais se produziu a brechação variam de 55 a 65 NW, com forte mergulho para SW. (De modo geral, na região desta mina - mina Moutinho - notam-se duas zonas brechadas, uma próximo de EW e outra segundo 60 NE). Na mesma galeria M-1, ainda existe uma outra falha 85 NW, 63 SW, ficando o calcáreo, então, com 40 NE e mergulho 80 NW. Na mina São Domingos, na margem direita do ribeirão Espírito Santo, os calcáreos apresentam-se com 55 NE, mergulho 80 NW, e as juntas principais são:

- 30 NW, mergulho 70 NE;
- 45 NW, mergulho 60 SW;
- 70 NW, mergulho 67 SW;
- 30 NW, mergulho 16 SW;

80 NE, mergulho 80 SE;

85 NW, mergulho 45 SW.

Na penúltima destas estruturas existe uma falha com zona brechada. No leito do ribeirão Espírito Santo, entre a mina de São Domingos e o laboratório, nota-se a princípio calcáreo bem estratificado, com direção 65 a 70 NE, e mergulho 75 a 80 NW. Junto da usina metalúrgica e da boca da galeria M-1 notam-se duas faixas de perturbação, a de jusante com 60 NE, e a de montante com 65 NE, ambas com mergulho muito forte para NW. A montante dessa usina observa-se um interessante canhão por onde corre o ribeirão, em que se observa nítidamente a falha 85 NE da galeria M-1, acomodando-se as camadas, nesta zona, a esta direção, e voltando, pouco a montante, a dirigir-se novamente segundo 50 NE. Vinte metros segundo o perfil, ao norte do canhão, nota-se uma outra zona perturbada de falhamento nítido, com espelho meridional dirigido segundo 85 NW.

Em direção ao Morro do Chumbo, podem ser observados outros falhamentos típicos desta região, e alcançam-se blocos de quartzitos entre as possantes massas de calcáreo. Todos os dados colhidos entre Espírito Santo, Braço da Pescaria e Morro do Chumbo demonstram, portanto, que esta é a zona mais perturbada por falhamentos até então visitada pelo autor, na região de Apiaí. O relevo topográfico desta zona reflete bem o andamento das estruturas geológicas, observando-se, do alto de qualquer morro, que esta região, que constitue as altas águas do rio Iporanga, é uma região deprimida em relação às circunvizinhanças; no interior dessa depressão distribue-se um emaranhado gigantesco de blocos de calcáreos, formando morros agudos em ponta e escarpas rochosas muito frequentes.

P E T R O L O G I A

Os estudos petrográficos que o autor realizou visaram possibilitar não só o conhecimento do ambiente de sedimentação da série de São Roque, na região em apreço, como também o das viscosidades metamórficas por que passaram esses sedimentos em diversas fases diástróficas posteriores, o caráter e a história evolutiva das intrusivas e as suas relações com as rochas do teto e das paredes, principalmente no que se refere à mineralização que elas possam ter produzido.

Da coleção de amostras realizada, fizeram-se cerca de 70 preparações microscópicas para estudos em luz transmitida. Repete-se aqui, com desvanecimento, que essas preparações foram executadas, em maior parte, pelo dr. Ernesto Pichler, ou sob a sua direção.

O autor estudou, com certos detalhes, especialmente as eruptivas graníticas, cujos representantes típicos são os granitos Apiaí e Areia Branca (vide capítulo de Geologia). Esses granitos são também conhecidos por "olho de sapo" e foram apelidados como "granito Pirituba", por Moraes Rego e Tarcisio Santos, no seu trabalho sobre os granitos da Serra da Cantareira, arredores de São Paulo (Boletim n. 18, do I.P.T. de São Paulo, 1938).

GRANITOS

O granito Apiaí é uma rocha côr de carne clara ou cinzento clara, de granulação média a grosseira, e de textura geral porfiroidal. Os porfiróides são constituidos de microclina, e na massa que os cimenta encontram-se plagioclásio, biotita, hornfí blenda, quartzo, acessórios e minerais produzidos por dínamo-metamorfismo.

Para simplificar a descrição das observações feitas e

as conclusões locais tiradas, o autor passa a descrever detalhadamente, um de cada vez, os minerais das diversas amostras de granitos, colhidos em variadas procedências. Em seguida, apresentará as interrelações gerais dos constituintes do granito e produtos diferenciados, e as conclusões de maior importância até então alcançadas.

Microclina - No granito "olho de sapo" típico, côn de carne, do km 325,9, entre Apiaí e Ribeira, observa-se que a microclina ocorre em fenocristais, clivagens basal e prismática muito nítidas, os contornos irregulares moldando os outros minerais. Ela sofreu, nos bordos, penetrações parciais de grãos de mirmequita, até metade ou 3/4 do volume desses grãos. O quartzo também penetrou nítidamente, em línguas e tabletas, pelas fendas de clivagem, com substituição marginal do feldspato. Neste exemplo, verifica-se que as penetrações de quartzo na microclina pertencem a uma massa vizinha daquele mineral, ali cristalizado como último representante na consolidação do granito. Essa massa de quartzo apresenta extinção ondulante. A microclina também sofreu penetrações de biotita verde azeitona. O feldspato potássico contém inclusões de plagioclásio, biotita, óxido de ferro, epidoto, quartzo, titanita e apatita. Também se notam penetrações de epidoto, acompanhado ou não de biotita, nas fraturas da microclina. O plagioclásio incluso tem tendência idiomórfica, e por sua vez contém inclusões de apatita e outras flúidas, que também ocorrem na microclina envolvente. As inclusões mais abundantes são constituídas de plagioclásio e quartzo. A microclina é também micropertítica, o plagioclásio do intercrescimento se dispõe em linguetas paralelas. É interessante notar ainda que as linguetas ou cordões da micropertita se dispõem paralelamente à grande direção do cristal, e também paralelamente às massas de minerais secundários, as tabletas de quartzo se orientando em uma direção 45° com a primeira. Em um cristal desta micropertita observa-se nítidamente fraturamento e trituração parcial, com substituição por epidoto, biotita, plagioclásio e quartzo.

Em uma amostra do Km 328,8 da mesma rodovia, notamos

dois grãos de microclina com contornos muito esgarçados, interpene-trando cristais de plagioclásio, que em parte foram corroídos por ela segundo as clivagens. Tambem se observa aqui fenômeno de tri-turação nos bordos dos fenocristais de microclina, com consequente formação de minérios secundários: epidoto, biotita verde, quartzo e clorita. A microclina inclúe muitos cristais de plagioclásio, a-lém de epidoto, titanita, magnetoilmenita, hornblenda, biotita, apatita, quartzo, zirconita e calcita. Esta última se apresenta a-qui como companheira do epidoto. O plagioclásio inclusivo é um oli-goclásio, com 10 a 15 o/o de anortita. O plagioclásio do inter - crescimento pertítico tambem é da mesma composição; neste, porém, o contáto com o hospedeiro não se faz nítidamente. Nota-se ainda microclina inclusa em microclina, fenômeno raro, no contáto das duas ocorrendo grãos de quartzo, magnetita, plagioclásio e titani-ta.

Em um granito pegmatóide do km 339, da mesma rodovia, só se encontra microclina quasi que completamente desprovida da treliça típica de geminação. Esta rocha foi intensamente tritu-rada, resultando um agregado miúdo de microclina, quartzo e epido-to. Ainda se notam grandes cristais de microclina quebrados em muitos pedaços, colados por agregados sob forma de cordões, e cons-tituidos de quartzo, microclina e algum epidoto.

Em outra amostra próxima desta, notam-se na microcli-na inclusões flúidas, alinhadas segundo duas direções usadas. Es-sas mesmas inclusões tambem existem no quartzo, mas aqui são sem-pre maiores e mais arredondadas. As fraturas que existem na mi-croclina quasi sempre ocupam posição diversa das duas clivagens clássicas, e estão cheias de material granulado.

No km 325,9 da mesma rodovia, notam-se grãos de micro-clina miúda, muitos dêles quebrados. Essa microclina é pertítica, e inclúe apatita (escurecida por uma pigmentação nuclear), serici-ta, plagioclásio de índice maior que o da pertita, zirconita e epi-

doto.

Em um pegmatito do km 331,8, os grandes cristais de microclina estão fendilhados, e as fendas cheias por quartzo e sericita. Esta enche as duas clivagens típicas, e a fratura a 45° já referida, e que é preenchida pelo quartzo. A sericita se dispõe segundo um emaranhado de escamas, existindo também outras palhetas, aqui e ali, no corpo da microclina. Esta apresenta a peculiaridade de ser intensamente micropertítica, a ponto do índice de refração ser próximo do do bálsamo, e inclui originalmente plagioclásio e quartzo.

No km 349,5 ocorre, como dissemos, granito cinzento claro em contato com granito escuro. No primeiro, nota-se o interessante fenômeno das clivagens da microclina vararem de lado a lado as inclusões de plagioclásio. Aqui se observa, também, fenômenos de néo-formação de plagioclásio, em contato com microclina. Em certo ponto, vê-se o quartzo, em contato com microclina, emitir linguetas dentro desta. No granito escuro nota-se que a microclina é em parte micropegmatítica, tendo o quartzo penetrado de fora por fratura entortada. No contato da microclina com plagioclásio e mirmequita, observa-se que os filamentos de quartzo formam na micropegmatita uma textura semelhante à das raízes de uma erva. Observa-se ainda que as linguetas de quartzo penetram também no plagioclásio.

Em uma amostra colhida na fazenda da Areia Branca, na serra do mesmo nome, onde ocorre granito rosa, observa-se bem o fenômeno de formação de mirmequita, invadindo a microclina.

Plagioclásio - No plagioclásio do granito Apiaí ou Areia Branca, observam-se as geminações da albite, carlsbad e, às vezes, periclina. Na quasi totalidade das amostras ele é o elemento mais importante dos granitos, que devem assim ser classificados, segundo Shand (*Eruptive rocks*, 1927), no grupo dos granitos sódicos, família dos granitos albíticos.

Na amostra do km 349,5 (granito claro), observa-se um

grande cristal quasi todo reformado, a parte reformada sendo mirmequítica. O indivíduo original é um pouco mais cárneo. O plagioclásio é na região, de modo geral, zonado e intensamente mosqueado, principalmente no núcleo central. No zonamento do plagioclásio não há variação brusca. Os indivíduos muito mosqueados só são mirmequíticos nas aureolas desprovidas deste mosqueamento. O caso de mirmequitas geminadas segundo albita constitue minoria. Notam-se casos raros de mirmequita fóra do contáto com microclina, mas o contrário é que é comum. Quanto à estrutura mirmequítica, nota-se mais o seguinte: os "vermes" de quartzo orientam-se parte segundo as clivagens, e outra parte demonstra uma tendência de disposição radial. Um caso mais complexo de plagioclásio mirmequítico demonstra um núcleo central mosqueado, uma zona limpa ou levemente pintalgada de microcalcita e inclusões fluídias, e uma terceira zona de mirmequita com vermes paralelos aos lados do cristal. Nesta amostra nota-se um grande cristal de mirmequita fraturado, fato também observado em Espírito Santo. Observa-se aqui, também, o caso da mirmequita fazer contáto com a microclina segundo clivagens desta. Também se observa um caso de plagioclásio mirmequítico ser parcialmente recoberto por nova casca de mirmequita. Às vezes, no contáto de grandes indivíduos de microclina, há diversos grãos de mirmequita diferentemente orientados. Nesta zona de grãos de mirmequita liga-se a microclina ao plagioclásio primitivo, que é caracterizado pelo clássico mosqueado ou por gradeamento secundário de sericita. Neste caso ainda, os grãos de mirmequita são muito mosqueados, por inclusões fluídias. Esta mesma preparação nos mostra ainda um caso de microclina fazendo contáto com mirmequita idiomorfa, ou segundo clivagens desta, fenômeno contrário ao já referido. Acontece também ocorrer mirmequita inclusa lateralmente em cristal de microclina micropegmatítica. Também notamos um cristal de plagioclásio mirmequitizado e bastante mosqueado, apenas com uma franjinha limpa, e com a mesma orientação ótica. Nota-se, junto da mirmequita, biotita com os bordos rasgados, parecendo demonstrar corrosão por aquela. Outro grande cristal de plagioclásio inclui um indivíduo da mesma espécie, que foi

corroido. O plagioclásio desses granitos varia, como já referimos, de composição. Esta variação é, porém, muito pequena, e a grande maioria dos indivíduos contem cerca de 15 o/o de anortita. Aqui também se nota que os grandes cristais de plagioclásio corroeram os menores, inclusive os que lhes estão inclusos, segundo as clivagens típicas. O mosqueado central do plagioclásio é devido a inclusões flúidas, com certeza contendo óxido de ferro. Este núcleo altera-se em sericita, clinzoizita, epidoto e calcita, em proporções relativas as mais variáveis.

Na amostra do km 328,8 nota-se plagioclásio zonado, às vezes entortado, e no mosqueado observa-se grande abundância de clinzoizita. Aqui se observa nítidamente o fenômeno da formação de mirmequita por corrosão do plagioclásio, encontrando-se casos de corrosão nos bordos, no contato da mirmequita com o plagioclásio e no corpo deste, havendo uma delgada orla também mirmequítica. Ainda se encontram exemplos de grande indivíduo de mirmequita com restos inclusos de plagioclásio mosqueado corroído.

O plagioclásio do intercrescimento pertítico da amostra do km 331,8 é escassamente mirmequítico.

No granito do km 325,9, que é interessante por ser de granulação fina, pouco menor que 1 mm, vê-se que a rocha foi fraturada e levemente falhada, interessando este falhamento cristais de mirmequita. Parte do plagioclásio é mosqueado e parte não, aquela se alterando em sericita e clinzoizita, principalmente. Nessa ocorrência notam-se bons exemplos de Trituração do plagioclásio com formação de quartzo, epidoto, e biotita verde. Parte da mirmequita foi fraturada e triturada, e outros grãos tem extinção ondulante. Esta e as demais observações citadas demonstram que a mirmequita é original do granito Apiaí, e anterior ao dinamo-metamorfismo que o modificou ligeiramente, em épocas posteriores à sua solidificação e localização.

No granito Areia Branca nota-se que o plagioclásio é

muito mosqueado, zonado e predomina na constituição da rocha. Ao redor do plagioclásio ocorrem, às vezes, coronitas delgadas de biotita.

Biotita - No granito Apiaí encontram-se dois tipos de biotita: um pardo e outro pardo esverdeado, ou verde.

Na amostra do km 325,9, nota-se que a biotita parda ocorre em menor proporção que o tipo verde; aquela tem pleocroismo de amarelo palha a quasi negro, e demonstra ter sido substituída pela outra, cujo pleocroismo varia de amarelo-esverdeado a verde garrafa ou verde azeitona. Como já dissemos, esta penetra nas fraturas dos feldspatos acompanhada de epidoto, etc. Nessas fraturas os grãozinhos de epidoto foram as paredes, preferivelmente, e a biotita verde enche o centro, neste caso ela não estando acompanhada de apatita. A biotita inclui titanita, apatita, magnetita e zirconita, sendo mais abundante a apatita. Nota-se que nas concentrações mais importantes dessa mica também ocorre maior proporção de apatita, titanita e magnetita. A-pesar-de, em certos pontos, notar-se que o epidoto forma-se por corrosão de ambas as biotitas, em outros observa-se que a mica é posterior ao epidoto. Notam-se ainda casos de biotita parda entortada e parcialmente substituída pela verde.

Em outra amostra desse mesmo local, notam-se cordões de grãozinhos de epidoto penetrando a biotita.

Na ocorrência do km 328,8, observa-se um exemplo nítido de fraturamento e estiramento de biotita e apatita associadas. Também se nota aí formação de biotita parda à custa de hornblenda, e cloritização incipiente.

No granito claro do km 349,5 observa-se um fenômeno que indica que a hornblenda se formou em parte à custa de biotita parda.

Outras vezes, como no caso da amostra do km 328,2, observa-se que a biotita parda, quando começa a alterar-se no tipo

verde, o faz por manchas marginais em faixas segundo a clivagem ou irregularmente.

No granito Areia Branca observa-se que a biotita e a hornblenda estão lado a lado uma da outra, demonstrando aparentemente cristalização simultânea. Alguns indivíduos de biotita estão entortados. De modo geral, nestas rochas se nota que a biotita e a hornblenda são pouco inclusas nos feldspatos, e, quando o são, preferivelmente nas margens.

Hornblenda - Em quasi todas as amostras de granito Apiaí ou Areia Branca encontra-se esse elemento, entre os maficos. Trata-se de uma variedade do grupo hastingsita-arfvedsonita. Às vezes é geminada, e o seu pleocroismo é o seguinte: α , pardo claro esverdeado; β , verde oliva azeitonado ou côr de garrafa; γ , verde escuro azulado.

Na amostra do km 339, nota-se um cristal de hornblenda partido ao meio, a fratura cheia de fragmentos de epidoto. Esse anfibólio tem uma tendência, neste exemplo, a desfibrar-se ou esgarçar-se nas pontas, produzindo feixes de fibra de um tipo de anfibólio de baixa birrefringência, que acompanha os outros minerais secundários já citados, nas fraturas da microclina. Trata-se, com certeza, de uma espécie de actinolita.

Nas ocorrências dos km 328,8 - 328,2 e 349,5 (granito negro), observa-se bem que a hornblenda é uma espécie de hastingsita.

No granito claro do mesmo km 349,5, a hornblenda ocorre em pequena quantidade, e às vezes corroendo a titanita.

No granito da Areia Branca a hornblenda está parcialmente cloritizada. Amostras colhidas a oeste da mina de Espírito Santo mostram bons exemplos de alteração de hastingsita em actinolita ora fibrosa, ora desenvolvida e pecilítica.

Quartzo - No granito Areia Branca nota-se que o

quartzo é intersticial, demonstrando ter sido o mineral que fechou o ciclo de cristalização da rocha. Assim acontece também no grano Apiaí. Parte dos grãos está quebrada e recristalizada. Contém inclusões flúidas avermelhadas, ora em linhas de diversas direções, ora esparsas. Contém também inclusões raras de apatita e hornblenda. Algumas das inclusões flúidas maiores demonstram uma espécie de desvitrificação.

Na amostra do granito claro do km 349,5 da rodovia Apiaí - Ribeira, nota-se quartzo com extinção ondulante, em grandes indivíduos, e outros grânulos quasi completamente destituidos dessa característica, parecendo néo-formados. A penetração de quartzo na microclina está aqui claramente relacionada com as fendas de clivagem.

Na amostra do km 328,2 notam-se grandes cristais com inclusões de magnetita, apatita, zirconita, titanita e também microclina. Quando fraturado, nas fraturas houve penetração de biotita e epidoto. E quando triturado externamente, houve recristalização nos bordos. Também se nota recristalização em fendas internas. Nesta ocorrência observa-se que ele penetra fendas do plagioclásio acompanhado de epidoto, biotita e calcita.

No pegmatito do km 331,8 o quartzo contém abundantes inclusões submicroscópicas, flúidas, em muito maior proporção que nas outras ocorrências. Nota-se aqui o mesmo fenômeno de catacláse, com recristalização nos bordos, de encontro a indivíduos de microclina, e penetração nestes.

Na amostra do km 328,8 observa-se nitidamente que o quartzo corroeu feldspato e mica para a sua formação. Além de isolado, ele se apresenta em agrupamentos ou bordejando parcialmente, em aureolas, cristais de plagioclásio.

No granito do km 325,9 o quartzo tem muito pequena proporção de inclusões, alguns grãos contendo linhas de inclusões

de calcita arredondada e tambem "cabelos de Venus" (rutilo). Este exemplo demonstra que esta rocha não é mais do que um quartzito da série São Roque, feldspatizado. Em luz natural nota-se que nesta rocha os grãos de quartzo parecem "nadar" em uma massa de feldspatos. A biotita é extremamente abundante. Originalmente devia ser um arenito levemente calcáreo.

Em outra amostra do km 325,9 notam-se grandes cristais fraturados com grânulos nos bordos e tambem massas maiores, estas com muito menos inclusões, mas ainda com extinção ondulante. Este e outros exemplos já citados demonstram que o critério da extinção ondulante, para provar a ocorrência de dinamo-metamorfismo posterior à localização das intrusivas, é falho, se não verificado por outras comprovantes. Parece que o quartzo adquire essa característica facilmente, por efeito de tensão interna em relação aos outros constituintes, ou seja porque o movimento diastrófico que condiciona a intrusão ainda se prolongue por algum tempo, depois da sua estabilização. Aqui se observa tambem um interessante caso de inclusão de quartzo, sob forma de grãos de contornos irregulares, em um indivíduo de plagioclásio que, por sua vez, está bem incluso em microclina. Há tambem inclusões de quartzo na microclina, com contornos limitados pelas clivagens desta. Aqui fica também definido que o quartzo é, nestas rochas, o elemento britável por excelência, muito mais que qualquer outro mineral.

Na ocorrência do km 339, nota-se um interessante fenômeno observado tambem em outras lâminas, isto é, em seções de quartzo aproximadamente normais ao eixo ótico, e com acentuada extinção ondulante, há néo-formação de cristais do mesmo material para lelos a esse eixo, e possuindo fraca ou ausente extinção ondulante. Isso demonstra cabalmente a tendência do material néo-formado a orientar o seu comprimento em sentido normal ao da compressão. Nas vizinhanças observa-se tambem que as fraturas da microclina estão orientadas aproximadamente a 45°, em relação à direção do com-

primento do quartzo.

Acessórios - No granito do km 339 encontra-se zirconita, alanita, titanita e apatita. A titanita está parcialmente transformada em epidoto. A apatita está ora fraturada, ora contém inclusões fluídas e de zirconita.

Os mesmos minerais, menos a alanita, ocorrem no granito do km 325,9. Aqui a magnetita está inclusa em titanita, apresentando-se esta em losangos alongados. Todos esses minerais estão inclusos em biotita, como já foi referido. A apatita apresenta grãos quebrados. Há grande quantidade, nesta rocha, de acessórios, e também de epidoto.

No quartzito granitizado do km 325,9 notam-se apatita, zirconita e titanita, a zirconita ocorrendo, às vezes, em grupos de 4 e 5 cristais. A apatita é aqui, como em outras rochas, singulamente escurecida no núcleo, demonstrando duas fases de crescimento.

No granito do km 328,8 nota-se, além dos quatro acessórios mais comuns, a alanita, que é posterior àqueles.

No pegmatito do km 331,8 nota-se apatita muito rara (inclusa em quartzo), zirconita e titanita, esta alterada em agregados de rutilo, que pseudo-morfoseiam os losangos.

No granito claro do km 349,5 ocorrem os mesmos acessórios, a zirconita apresentando-se em cristais até de 0,3 de mm.

Nas outras amostras estudadas, ocorrem sempre os quatro acessórios comuns, em proporções muito variáveis uns em relação aos outros.

No granito a oeste de Espírito Santo há abundante pirita, mas, como essa rocha sofreu catacláse, provavelmente essa piritização está relacionada com o fenômeno dinamo-metamórfico.

Produtos de diferenciação do granito

Aplitos - As amostras dessa rocha, colhidas em Panelas, mostram ser constituídas de plagioclásio mosqueado e em parte sericitizado, microclina, ainda como penúltimo mineral a se formar, e quartzo, como último, e demonstrando ter corroído os feldspatos. Ele ocorre sob forma de grãos arredondados, periformes ou gotiformes. Essas inclusões produzem belas texturas de pegmatito, micropegmatito e também megamirmequita. Como representante máfico na rocha, ocorre escassa biotita. A microclina é muito abundante e, nas deformações sofridas posteriormente pela rocha, formou-se também micropegmatita de linguetas. A apatita é muito rara. A granulação é média. Este exemplo mostra um caso típico de textura pegmatítica formada por corrosão e não por eutético. As duas outras amostras colhidas apresentam-se como aplitos típicos. Nelas nota-se microclina, oligoclásio em parte mirmequítico e quartzo, nessa ordem de proporções. Os feldspatos estão deformados, o mosqueamento do plagioclásio sendo produzido por inclusões flúidas. Alguma biotita preexistente alterou-se em clorita, rutile e raro epidoto, por dinamo-metamorfismo. Nas fraturas dos feldspatos ocorre calcita e alguma clorita. A zirconita é escassa como inclusão, a apatita muito rara. A outra amostra não contém máficos. Estas rochas poderiam também ser classificadas de pegmatitos.

Diorito - O diorito que ocorre entre os km 337 e 338 da rodovia Apiaí - Ribeira, logo depois que se atravessa pela primeira vez o Ribeirão do Tijuco, é, como dissemos, uma rocha de granulação média a grosseira, epidotizada nas juntas e próximo destas, e contém, além disso, autolitos mais claros, provavelmente graníticos. Pela posição que ocupa, julgo que se trata de uma diferenciação no magma granítico, resultante de assimilação de calcáreo da série São Roque. Ela consta de plagioclásio com 26

o/o de anortita, hornblenda, biotita, apatita, titanita e magnetita. O plagioclásio é parcialmente zonado, mosqueado e, às vezes, com aureola sem mosqueamento, possivelmente um pouco mais cálrica. A distribuição dos minerais é muito irregular: de modo geral, tem-se grandes cristais de plagioclásio, ao lado de massas de maficos, interpondo-se entre eles quartzo com extinção ondulante. O anfibólio é amesma hastingsita referida para os granitos, que aqui está intercrescida ou substituída segundo as clivagens por biotita parda. Ele apresenta cristais deformados. Além da biotita parda, ocorre também um tipo verde, pardacento, quiçá posterior à primeira. Houve cloritização parcial da biotita e do anfibólio. O feldspato inclui estes maficos. O quartzo ocorre em pequena proporção, e às vezes se nota também titanomofita. Do dinamo-metamorfismo resultaram cordõesinhos de grânulos néo-formados na sua periferia.

Anfibolitos - No km 328,8 da rodovia Apiaí - Ribeira, colhemos um xenolito verde-escuro no granito. Esse xenolito é constituído de hornblenda-hastingsita, principalmente, e algum epidoto e quartzo. Trata-se provavelmente de um pedaço de calcáreo assimilado pelo granito.

Na fazenda da Areia Branca, em uma amostra de granito, notamos também um xenolito verde-escuro, que é constituído de belos prismas de hornblenda, microclina, plagioclásio mosqueado, e quartzo. O anfibólio tem pleocroismo de pardo dourado a verde garrafa azulado, e os seus prismas "nadam" na pasta feldspática-silicosa, na qual os minerais parecem cristalizar-se ao mesmo tempo e rapidamente. Nela se nota ainda abundantes agulhas de apatita. Acompanham também a hornblenda alguma magnetita, escassa biotita parda e zirconita, rara titanita. Há alguma mirmequita e, próximo, biotita.

Diabásios

Passemos a tratar dos representantes do mesmo gênero...

Descrevemos em primeiro lugar o monzonito.

Ocorre a 14 km de Ribeira, em direção a Curitiba. É uma rocha escura, de granulação média, contendo fenocristais de augita e duas espécies de feldspatos: labradorita e abundante microclina intersticial, em parte micropegmatítica. Este último feldspato inclui o primeiro e os maficos. A microclina micropegmatítica forma aureolas ao redor da labradorita e nos interstícios finais cristalizaram-se a microclina pura e o quartzo. O feldspato potássico não é geminado e nota-se que ele corroeu nitidamente a labradorita e também em parte a micropegmatita, a qual aqui parece resultar de um fenômeno de cristalização eutética. A observação demonstra que a micropegmatita e a microclina pura cristalizaram-se uma em seguida à outra, mas parece ter havido um intervalo grande entre a cristalização destas e a da labradorita, que foi fortemente corrodida. Incontestavelmente, o quartzo foi ainda o último mineral a cristalizar-se. O piroxênio é titanífero e com características muito diferentes do diopsídio magnesiano, que caracteriza o magma basáltico triássico do sul do Brasil. A augita tem inclusões de magnetoilmenita, o mesmo acontecendo com a apatita, que é extremamente abundante; esta está inclusa, também sob a forma de prismas e agulhas, na microclina. Com grande aumento, veem-se também agulhinhas de apatita inclusa na labradorita. A magnetoilmenita foi alterada principalmente em coronitas e biotita, restando ilmenita vermicular ou datiloscópica. A magnetita também é substituída por calcita, proveniente da alteração do plagioclásio e da augita. Reações havidas entre magnetita, plagioclásio e augita produziram hornblenda, biotita, calcita e clinozoizita. Acontece também a calcita pseudomorfosear completamente a augita; quasi sempre, porém, este fenômeno se dá nos bordos. O plagioclásio está em boa parte saussutirizado, resultando principalmente calcita e clinozoizita. A substituição da augita por hornblenda, biotita e calcita toma aspento confuso, às vezes, não se distinguindo bem os minerais.

Outra amostra da mesma zona, mais próxima dos sedimentos encaixantes, mostra granulação bem menor, de média para fina, e a textura tem, como na amostra anterior, uma tendência a ofítica. A augita está, na maior parte, hornblendizada. Esta rocha contém, além disso, biotita primária.

Tres amostras colecionadas pelo dr. Fichler, entre a Usina de Chumbo e a do Calabouço, representam tambem um monzonito, além de um diabásio típico e de um olivina-diabásio, todos caracterizados pela mesma augita titanífera.

Na amostra tomada no km 7,6 da rodovia Apiaí - Iporanga, temos um diabásio típico, com textura ofítica, e constituído de labradorita e augita. Esta está alterada em uma hornblenda pouco pleocróica, feltrosa, verde clara, e tambem em corôas sinantéticas, constituidas de outro anfibólio verde mato, muito pleocróico. Observam-se todos os estágios da transformação da augita no primeiro tipo de anfibólio citado. Além disso, a augita mostra uma turvação intensa, por óxido de ferro, que parece marcar o inicio da fase de transformação anfibólica. Por reação, forma-se ainda clorita com manchas pseudomórficas ou irregulares, No caso de pseudomorfose, isso se deu em relação à augita e ao plagioclásio. Também se observa a mesma hornblenda verde mato sinantética, em torno de magnetoilmenita. Neste caso, é às vezes massiça, outras fibrosa e outras, fibro-radiada. A clorita é da mesma cor que a hornblenda clara. Os acessórios são apatita e magnetoilmenita, esta se distribuindo em agregados, onde é mais intenso o fenômeno de formação de hornblenda secundária. Tendo entrado em reação com o plagioclásio e augita para formar hornblenda, a magnetita deixou um esqueleto de ilmenita. A hornblenda verde escura invade fendas de clivagem e contatos dos plagioclásios. Uma fratura na rocha foi cheia por clorita, nas suas margens estando plagioclásio muito alterado e mosqueado. Além da hornblenda secundária, forma-se tambem um pouco de biotita, e da reação do plagioclásio, algum epidoto. O quartzo é um mineral comum na rocha.

Como dissemos, na rocha gábrica da Usina de Chumbo, no km 2, encontra-se uma faixa de alteração de magma básico, relacionada com fraturamento e deslocamento. Uma amostra deste ponto demonstra ser um anfibolito em que a hornblenda pseudomorfo - seja a augita e o plagioclásio (labradorita). No fenômeno da uralitização, resultou também abundante óxido de ferro. O plagioclásio foi cheio, pelas fendas de clivagem, de anfibólito. Não se nota vestígio de feldspato potássico, mas a textura nos indica que esta rocha era um gabro. A hornblenda torna-se mais sódica nos bordos, ficando azulada. Há algum epidoto. O plagioclásio é deformado, mosqueado, e tem um certo listramento por albitização. Uma parte do suposto óxido de ferro deve ser esqueleto de magnetoilmenita. Depois da uralitização, a rocha ainda foi deformada.

Outra amostra típica da zona de "shearing" demonstra ser anfibolito com epidoto, constituído de uma trama de epidoto e hornblenda azulada, aquele em parte idioblástico. Aqui ocorre, inexplicavelmente, um cristal de turmalina.

Rochas da série São Roque

Vamos dar a seguir a descrição dos sedimentos mais ou menos modificados da série de São Roque, na região de Apiaí. Em primeiro lugar, descrevemos os produtos resultantes de metamorfismo de contáto.

No km 339 da rodovia Apiaí - Ribeira, colhemos um epidoto-anfibolito entremeiado. Ocorrem também alguns grãos de alanita. O epidoto forma a faixa de transição entre a zona anfibólica e o granito, penetrando também neste último, o que não acontece com o anfibólito. É possível que o epidoto seja produto de dinamo-metamorfismo posterior, o contáto tendo sido antes anfibólito-granito. O epidoto corroeu e substituiu a alanita, pelos bordos e por fendas de clivagem. Nota-se engavetamento de anfibólito um no outro, que também se apresenta quebrado e entortado. É uma

variedade de actinolita com pleocroismo de verde muito claro a azulado. Nela se encontram prismas microscópicos de rutilo, como inclusões.

No mesmo ponto, encontra-se um outro anfibolito constituído de actinolita, microclina, plagioclásio (24 o/o de anortita), epidoto, titanita e alanita, esta produzindo forte halo pleocróico no anfibólito, que é peciloblastico. Tambem ocorre apatita.

Próximo ocorre um quartzito feldspatizado, constituído de microclina, plagioclásio, quartzo, epidoto, alguma biotita e anfibólito cloritizado. O plagioclásio é mosqueado, a microclina não. Sobre essas rochas já tratamos na ocasião da descrição das características dos granitos.

No km 339,5 ocorre um escarnito, constituído de augita, microclina, quartzo, titanita, zirconita e apatita. Os tres primeiros minerais formam agregado granular, dispostos, porém, em textura paralela.

No km 354 ocorre outro escarnito constituído de calcita, anfibólito e epidoto. A quantidade de anfibólito é um pouco maior que a de calcita. Encontra-se ainda quartzo e turmalina de trítica. Não se notam indícios de cataclase, e a textura varia de granoblástica para nematoblástica.

No km 349 dessa mesma rodovia, encontra-se um anfibolito xisto resultante de inclusão e alteração de uma massa de gorutubito em granito. Consta de hornblenda verde-erva, biotita parda, quartzo em maior proporção que a hornblenda, e apatita.

Em outro escarnito do km 339,5 encontra-se augita, microclina, titanita, zirconita, magnetita e calcita, esta corroendo em parte a microclina. Este feldspato predomina de um lado da preparação; de outro lado, salienta-se oligoclásio.

Na zona da mina de Panelas, ocorre escarnito marmóreo, constituído de calcita média, acompanhada de escasso quartzo e

grãos de augita. Nota-se ainda algum anfibólio e muscovita; a coloração cinzenta é dada por impregnação de hematita. Por dinamo-metamorfismo a calcita deformou-se, com trituração nos bordos. Esta rocha, e a que se segue, estão na zona de influência do já referido aplito.

Outra amostra tomada na galeria B-3 da referida mina é constituida de calcita, augita e pirita, a coloração sendo ainda dada por hematita. É uma rocha de granulação fina, o piroxênio apresentando-se fracamente peciloblastico por assimilação. Nesse fenômeno, na maior parte das vezes, os grãos de calcita envolvidos pelo piroxênio ocupam a maior parte da área, resultando para este uma textura de papel todo furado e dilacerado. Esta rocha apresenta também o interesse de ter, como constituinte importante, uma escapolita cálcica também peciloblastica.

A amostra do mármore que constitue o embasamento do "chapéu de pedra", forma erosional para a qual já chamamos a atenção dos leitores, próximo da mina de Braço da Pescaria, demonstra ser constituida de calcita de média para grosseira, com contornos curvos, demonstrando, em um ou outro ponto, deformações. Nesta calcita encontra-se inclusa, comumente, uma fluorita rosa, arredondada ou em forma de gotas.

Próximo do contato do diabásio com o complexo gorutubito, do km 6,5 da rodovia Apiaí - Iporanga, colhemos diversas rochas, algumas delas produtos de metamorfismo de contato, possivelmente produzido por esse diabásio. Um desses tipos de escarnito é constituído de faixas de piroxênio-epidoto-xisto, ao lado de outras de anfibolito. A granulação é sempre muito fina. Na faixa de epidoto ocorre também algum oligoclásio e grãos idiomásticos de titanita. Na faixa de anfibolito ocorre hornblenda verde clara, grãos hipoidioblasticos e xenoblásticos de titanita, além de apatita e epidoto. Na transição das duas faixas, ao lado do epidotoxisto, o epidoto se apresenta em grãos mais

miúdos. Na faixa anfibólica ocorre tambem grande quantidade de apatita.

Outra amostra, consta de uma trama extremamente fina de anfibólio, impregnada intensamente de óxido de ferro. Esta rocha representa os leitos escuros do sedimento cílico já descrito na parte geológica. O anfibólio se apresenta em agulhas e prismazinhos, e constitue variedade do grupo edenita-pargasita. Ocorre ainda quartzo muito raramente, e abundante rutilo submicroscópico.

Outra amostra representativa dos leitos claros demonstra ser tambem um edenitaxisto com porfiroblastos prismáticos de crossita. O anfibólio, como na preparação anterior, é verde muito desmaiado ou incolor. Ocorrem tambem abundantes grãozinhos de epidoto, disseminados. A crossita predomina em certas faixas, e é peciloblastica. Parece que o epidoto desenvolveu-se onde havia mais cálcio, e a edenita onde havia mais magnésio. Da impregnação de óxido de ferro, típica nas faixas escuras, só se notam listras.

No km 7,3, isto é, na Ferradura, uma amostra de leito de calcáreo verde-clara demonstra ser constituída de calcita pigmentada por clinozoizita, abundante anfibólio verde-claro, abundante epidoto em grãos, oligoclásio frequente, e biotita. A rocha é "bandeada", havendo faixas de granulação fina com anfibólio, epidoto, biotita, e outras de granulação média com oligoclásio.

Passemos então à descrição dos calcários que, como já frisamos, são as rochas mais importantes da série xistosa regional. O calcário Apiaí, em amostra colhida à saída da cidade, em direção a Pinheiros, demonstra ser grafítoso e constituído de calcita alongada, a grafita se dispondo uniformemente entre os grãos de calcita. Ocorre tambem raramente pirita. Na maior dimensão, a calcita tem 0,2 a 0,3 de mm.

O calcário do km 326,8 da rodovia Apiaí - Ribeira é

de granulação fina e constituído de calcita principalmente, acompanhada de quartzo, muscovita, clorita e hematita, esta produtora da coloração.

No km 330 da mesma rodovia, ocorre um calcáreo sacaróide de marmóreo, de granulação média, com algum piroxênio e pirita.

Tres amostras representativas dos tipos de calcáreo das proximidades de Ribeira, no km 356, demonstram as seguintes características:

Uma é de calcáreo micáceo, constituído de calcita em grãos um pouco alongados, demonstrando cristalização sob esforço deformador (shearing stress); além disso, muscovita disposta na mesma direção, grãos de quartzo e escassos grãos de turmalina recristalizada. A granulação média é 0,4 mm, variando entre 0,1 e 0,7 de mm.

Outra amostra representa um biotita-calcáreo, com maior percentagem de quartzo que a anterior, e biotita. O quartzo, às vezes, tem extinção ondulante. A biotita é pardo-azulada e peciloblastica com calcita. É acompanhada de ninhos de rutilo associado a quartzo e calcita. Este agregado parece pseudomorfo de biotita. Os porfiroblastos de biotita mostram bordos dilacerados, por terem sido corroídos pela calcita. A turmalina é abundante, às vezes inclusa na calcita e no quartzo. Houve uma cloritização leve da biotita. A apatita acompanha a biotita em grãos sub-arredondados. No dinâmo-metamorfismo a biotita produziu "cabelos de Venus", reformando-se com certeza o quartzo e a calcita, esta inclusa no quartzo. A biotita apresenta ainda halos originais em torno de zirconita.

A outra amostra, que é ainda um calcáreo micáceo, é constituída de calcita, muscovita, quartzo, biotita, turmalina e pirita; contém menos biotita e pirita que a amostra anterior. Encontra-se turmalina quebrada e grãos de calcita engrenados. O quartzo contém às vezes, inclusões de apatita, e a biotita está se alterando em muscovita. É grande a percentagem de muscovita e

quartzo, o qual, como se vê, é em parte detritico. Pequena percentagem dêle é subarredondada, e alguns grãos maiores foram quebrados, desenvolvendo-se na fratura calcita e sericita.

O calcáreo típico da zona da mina de Panelas ocorre na galeria B-2. É de granulação média e constituido de calcita, quartzo de granulação fina, hematita, muscovita e grãos de zirconita. É um calcáreo impuro, micáceo como os de Ribeira.

A amostra do calcáreo negro intercalado nos xistos Carrumbé, que ocorrem no km 11 da rodovia Ribeira - Curitiba, consta de calcita, grafita e quartzo. A granulação é finíssima, geralmente abaixo de 0,1 mm. A grafita ocorre em manchas, aqui e ali, demonstrando uma certa xistosidade.

Na rodovia Apiaí - Iporanga, no km 8,8, tomamos uma amostra da primeira grande lente do calcáreo claro, que é de granulação média e constituido de calcita e quartzo abundante, muscovita frequente e grãos pequenos de rutilo. A coloração azulada é dada por hematita.

No km 6,6, nos leitos claros, colhemos uma amostra típica de calcáreo não metamórfico por contâto, que é de granulação finíssima, abaixo de 0,05 de mm, e constituido por calcita, algum quartzo, rara pirita e rutilo submicroscópico abundante.

O calcáreo negro Passa Vinte, km 12, é de granulação fina a média, e constituido de calcita, quartzo abundante em zona de penetração, muscovita associada ao quartzo, alguma pirita, rutilo fino e pigmentação por hematita.

O calcáreo Furnas típico, constitutivo do massiço entre os km 17 e 17,5, é de granulação fina, e constituido de calcita, algum quartzo e escassa muscovita. A pigmentação é dada por hematita e, às vezes, grafita.

O calcáreo brechado, próximo do contâto do quartzito Boa Vista com os calcáreos Furnas, km 16, é de granulação média e

constituído exclusivamente de calcita, a pigmentação sendo dada por hematita. Os grãos quebraram-se, ficando engrenados, ou então recristalizaram-se em colares de grãozinhos, ao redor dos maiores. Observam-se também fenômenos frequentes de entortamento.

O calcáreo típico da mina de Braço da Pescaria é de granulação muitas vezes superior. Ocorre comumente quartzo, e raramente muscovita. Nota-se também alguma pirita. A impregnação é dada, em parte, por grafita, que migrou durante o metamorfismo, formando cordóezinhos partidos pelo dinamo-metamorfismo posterior, de que resultou a formação de calcita, que em parte ainda se apresenta, entretanto, deformada.

As amostras representativas de xistos são as seguintes:

No km 336 da rodovia Apiaí - Curitiba, colhemos uma amostra de cloritaxisto intercalado nos calcários Ribeira. Ele consta de clorita, quartzo, calcita e mica. A xistosidade é perfeita. Notam-se micro-fraturas a 30° em relação à xistosidade, fraturas estas cheias de calcita. A mica é a mesma biotita dos calcários vizinhos, já referida, e que aqui está quasi totalmente cloritizada. Além da biotita, ocorre muscovita, também detritica, assim como apatita. A magnetita ocorre em grãos relativamente abundantes, semi-rolados. Na cloritização da biotita produziu-se abundante rutilo submicroscópico.

No km 331 da mesma rodovia, ocorre um quartzito de granulação finíssima. Esta rocha é interessante por apresentar turmalina verde peciloblastica, com os bordos esfarrapados, demonstrando recristalização. Também há porfiroblastos de muscovita. O rutilo ocorre como pseudomorfose de titanita. A coloração geral é dada por rutilo e hematita. Certas faixas contêm mais sericita do que quartzo.

No km 331,8 da mesma rodovia, ocorre um filito constituído de sericita, quartzo, turmalina detritica e limonita.

O quartzito escuro do Morro do Ouro consta de quartzo e hematita em parte limonitizada. A granulação é fina.

O cloritaxisto típico intercalado nos calcáreos Fur-nas, segundo amostra colhida próximo do km 17, consta de faixas de quartzo e mica, e leitos cloríticos, onde houve deslizamento. A granulação é finíssima. Há abundante turmalina detritica e tambem apatita. A mica está em parte cloritizada. A pigmentação é dada por óxido de ferro. É interessante a grande quantidade de minerais pesados.

Na galeria 10, no Morro do Ouro, colhemos um micaxis-to composto de biotita e quartzo, rocha semelhante à anteriormente descrita, mas quasi sem clorita. A biotita sedimentária é uma variedade parda. Acompanha abundante turmalina em prismas deitados segundo os planos de estratificação, os grandes grãos estando quebrados. Na biotita há abundante halo de zirconita.

Próximo da galeria 14 ocorre, como já dissemos, um filito, ou melhor, um quartzito micáceo. Nesta rocha, o elemento predominante é o quartzo, mas são muito importantes tambem a sericita, a biotita, muscovita e clorita, motivo por que ela é muito xistosa. A biotita é de côr pardo-charuto avermelhada, tambem com muitos halos de antigos cristais de zirconita arrancados. Essa mica não se assemelha às do granito Apiaí. Ela se dispõe em porfiroblastos aleitados ou atravessados segundo a estratificação, em parte cloritizada nos bordos. A muscovita tambem é detritica, ao contrário do quartzo, da sericita e da clorita. A sericita ocorre em pseudomorfos porfiroblásticos de antigos feldspatos, e em menor quantidade no cimento. O quartzo é antes injetado na rocha, e corroeu a biotita. Há grande quantidade de turmalina recristalizada, que se apresenta em prismas perfeitos, e geralmente inclinados em relação à estratificação. Essa turmalina ocorre principalmente em faixas de quartzo e muscovita, e tambem dentro dos pseudomorfos sericíticos, prova de

que é metamórfica. Seu pleocroismo varia de castanho muito claro a verde azeitonado. Na alteração da biotita produziu-se rutilo submicroscópico e também clorita, óxido de ferro e pequenos pacotinhos diferentemente aleitados de uma nova mica (ou clorita), fenômeno que dá um aspéto estrelado à biotita, quando observado com pequeno aumento. Penso ser isso o início de alteração para clorita. Esta invade a biotita pelas linhas de clivagem. Esta rocha contém ainda um mineral raro, de tipo caolínico, de baixo índice de refração, que não foi possível determinar. Dentro dêle ocorrem rosetas de pirofilita, que também se encontra em escamas, em outros pontos. É lícito admitir, pelo que ficou dito, que esta rocha provém de um arcósio micáceo.

Próximo da boca da galeria 19, no mesmo morro, encontra-se um sericitaxisto, que além de sericita contém porfiroblastos de biotita e quartzo intersticial recristalizado, o qual inclui abundantemente fibras de distênio e também escamas de sericita. A magnetita é abundante. A biotita se altera como já ficou dito. O distênio intercresce, às vezes, com a sericita. Percebe-se que o sedimento original consistia de biotita, magnetita e muscovita. As duas micas alteraram-se em sericita, distênio e quartzo. Na alteração da biotita produziu-se também um pouco de clinozoitita.

Do km 21,5 ao km 23 da rodovia Apiaí - Iporanga, dentro os xistos da Serra do Tatú, ocorre um filito típico, constituído de sericita, clorita e quartzo, além de abundante rutilo microscópico e pigmentação de óxido de ferro. A granulação é fina e a clorita forma pseudomorfos da biotita. Há uma laminação a 35° da estratificação. A turmalina é muito escassa.

No km 30 da mesma rodovia, além do povoado de Serra, encontra-se um filito verde muito semelhante ao anteriormente descrito, mas contendo turmalina abundante, escassa apatita, nínhos de rutilo uniformemente espalhados na rocha. Parecendo esse

domorfos de ilmenita ou titanita, e clorítóide, que é muito abundante. Há tambem um pouco de apatita.

Uma amostra do filito grafítoso intercalado nos xistos da Serra do Tatú, colhido no km 22 da rodovia para Iporganga, mostra ser de granulação muito fina, e constituido de quartzo e sericita pigmentada de grafita. Os porfiroblastos de quartzo são curiosos por terem núcleo repleto de inclusões grafíticas, e zona externa inteiramente limpa e com a mesma orientação ótica. Além disso, o centro grafítico é arredondado. Além de grafita, como inclusão no núcleo, notam-se sericita e rutilo. O núcleo pigmentado de alguns grãos de quartzo apresenta-se ainda com forma de cristais de feldspato; as inclusões de grafita são então alinhadas. Estes últimos exemplos parecem demonstrar que o quartzo pseudomorfoseou, a princípio, cristais de feldspato (ou talvez biotita), as aureolas limpas, bem como delgados veios que atraíam a massa quartzo-sericítica tendo-se formado por ocasião do dinamo-metamorfismo posterior. A quantidade de rutilo submicroscópico é enorme. Parte da impregnação corante que dissemos ser grafítica é antes hematítica. A grafita dispõe-se tambem em massas subparalelas, onduladas e ramificadas.

No gorutubito típico do km 6,5 da rodovia Apiaí - Iporanga, nota-se um filito constituído de sericita, quartzo, muscovita e biotita. Os dois primeiros são os minerais metamórficos, os dois outros detriticos. Grãos de óxido de ferro são tambem abundantes, disseminados uniformemente. A zirconita inclusa em biotita e em quartzo, e tambem em grãos livres, é muito frequente. Da mesma forma a apatita. A granulação é fina. Em inicio de alteração, a biotita forma hematita. É interessante ocorrer nesta rocha um grande grão de granada peciloblastica. Tambem houve cloritização parcial da biotita. Nesta rocha tambem é interessante a abundância de minerais pesados.

No km 1,5 do ramal para Lageado, na aba norte do an-

) ticalinal da Serra do Tatú, colhemos uma amostra de filito grafi-
toso, constituído de faixas de filito propriamente dito e faixas
mais grafíticas. Nota-se falsa clivagem e grande abundância de
rutilo microscópico, que provem principalmente de biotita, da qual
se encontram ainda alguns porfiroblastos alterados. Há também
alguma apatita e turmalina. Nesta rocha, como em outras já des-
critas, nota-se a associação de grafita com rutilo.

) Intercalado no calcáreo de Panelas encontra-se um fi-
lito de granulação finíssima, de cor cinzenta, indistinguível do
calcáreo a vista desarmada e constituído de sericita, quartzo,
hematita corante e turmalina. Nêle também ocorre, em perfeitos
porfiroblastos, a mesma clinozoisita já referida no edenitaxisto
do complexo gorutubito do km 6,5, da rodovia Apiaí - Iporganga.
Esse mineral é aqui peciloblastico, isto é, todo retalhado por
dentro e nos bordos.

) No km 5,7 da rodovia Apiaí - Panelas, colhemos duas
amostras de filito dos xistos Carumbé. Uma delas consta de seri-
cita, quartzo, grande abundância de turmalina aleitada, em parte
entortada e quebrada. A magnetita ou hematita também é abundan-
te, a clorita e o rutilo comum, estes dois descendendo de bioti-
ta. Esta rocha é mais metamórfica que os outros filitos já des-
critos, todos os minerais sendo recristalizados, e o rutilo é
mais desenvolvido. A outra amostra é de granulação finíssima.
Consta de sericita, clorita, quartzo e hematita, todos muito a-
bundantes, da mesma forma que rutilo e turmalina.

CONCLUSÕES PRINCIPAIS

Geologia

Das observações feitas, podemos tirar as conclusões abaixo, algumas definitivas, outras merecendo ainda modificações:

1) A sucessão de rochas estudada, não se entrando em consideração com o resto da coluna da série de São Roque, indica uma formação marinha de mares rasos, epicontinentais, provavelmente com águas quentes (abundância de calcáreos). O clima era preferivelmente quente e úmido, menos úmido, porém, que o atual da região.

2) Essa mesma sucessão indica instabilidade frequente da base de sedimentação, subindo-se, na coluna, de argilas para calcáreos, destes para arenitos, às vezes grosseiros (região de Espírito Santo), e depois voltando-se novamente para calcáreo e sedimentos finos. Pela estratigrafia do complexo gorutubito parece que, para o topo da série, a instabilidade ainda se tornou mais acentuada. Neste particular a série de São Roque assemelha-se bastante à série de Minas.

3) O gorutubito típico, isto é, a rocha cíclica da Ferradura, segundo o conceito Tarcisio dos Santos, é um sedimento curioso na formação, a sua origem sendo explicada provavelmente por mudanças de estação, alternadamente secas e chuvosas, resultando águas claras e lodosas, respectivamente. É possível também que ora permitiam sedimentação mais cálcica, ora mais dolomítica.

4) Os calcáreos, termo estratigráfico tão importante na série, parecem de origem inorgânica. Se assim não fosse, já teriam sido encontrados fósseis, que devem ser procurados preferivelmente nos estratos de granulação fina e longe dos contatos graníticos.

5) A coloração escura dos calcáreos é antes produzida

por hematita, às vezes também por grafita.

6) O arcósio da base oriental do Morro do Ouro indica um clima não muito úmido, ou então que a costa granito-gneissica estava muito próxima.

7) A ocorrência de sedimentos finos micáceos, com quantidades relativamente importante de minerais pesados, demonstra mais uma vez existência de águas rasas e movimentadas.

8) As argilas carbonosas e micáceas, alteradas para filitos grafíticos, demonstram antes sedimentação em lugares de águas rasas e quietas.

9) Pelo que observamos e pelo que se leu nos trabalhos de Eusebio de Oliveira, Paulino Carvalho e Estevam Pinto, é provável que a base da formação esteja, do lado de Curitiba e do mar, ao sul de Apiaí.

10) Ainda sob o ponto de vista estratigráfico, é provável que os quartzitos Água Limpa sejam os mesmos quartzitos da Serra da Boa Vista, tendo-se então intrometido o massiço diabásico da Usina de Chumbo em um sinclinal entre essas duas serras. Se assim é, os sedimentos cíclicos do Morro do Ouro são verdadeiros gorutubitos, e o calcáreo de Apiaí é do mesmo horizonte que o calcáreo Passa Vinte.

11) Os granitos são encontrados em intrusões discordantes, isto é, verdadeiros batolitos, fato observado alhures em terreno algonqueano. Pelas observações feitas, só poderemos dizer que o granito Apiaí é posterior à série de São Roque e anterior à formação Iporanga, que possue seixos dêle.

12) O magma gábrico é posterior à formação Iporanga, como vimos, e sofreu pequenas alterações em outro movimento diastrófico. Pelo que sabemos da história tetônica brasileira, é provável que este último movimento seja de idade caledoniana. Neste

caso, o magma em questão será cambriano.

13) Tetônicamente a região é constituída por grandes dobramentos complicados também por importantes falhamentos. Dobras pequenas são encontradas frequentemente nos flancos dos anticlinais e sinclinais, assim como pequenas falhas. Os xistos dobram-se ou enrugam-se muito mais facilmente, os quartzitos e calcáreos fraturam-se preferivelmente.

14) Das observações feitas, quanto à posição das camadas regionais, o autor conclui pelas seguintes médias: na região de Apiaí - Morro do Ouro, a direção média é 20 NE e o mergulho de 35 a 70 NW; no complexo Água Limpa, 65 NE, mergulho 55 a 85 SE; no complexo gorutubito, 65 NE, mergulho 55 NW; nos calcáreos Furnas, 60 NE, mergulho 50 NW; nos xistos Serra do Tatú, 55 NE, mergulho 60 NW a 35 SE; na formação Iporanga 70 NE, mergulho 44 NW. Pode-se concluir, portanto, que a direção geral do esforço perturbador dos sedimentos originais era de S-SE para N-NW. Conclui-se também que a região Apiaí - Morro do Ouro constitui hoje um bloco discordante do resto da sucessão geológica referida, discordância essa com certeza ocasionada por falhas.

15) As linhas de falhas principais da região são dirigidas segundo dois sistemas, respectivamente próximos de Norte-Sul e Este-Oeste. A eles se junta, principalmente na região de importantes massas calcáreas, um terceiro sistema cerca de 45 NW. Todas estas falhas são do tipo Grande Ângulo. Além das importantes linhas de falhas, encontram-se frequentemente outras pequenas falhas, dirigidas variadamente.

16) As médias obtidas sobre as medidas de sistemas de juntas, indicam que os principais são:

55 NE, mergulho 55 SE;

40 NW, mergulho 75 SW;

40 a 70 NW, 60 a 75 NE.



Menos importantes são os seguintes:

50 NE, mergulho 30 a 80 NW;

cérca de EW, mergulho muito variável, N ou S;

cérca de NS, idem, idem.

É provável que os tres primeiros sistemas sejam os mais antigos e de idade posterior ao granito Apiaí. Depois da intrusão dos diabásios, o movimento caledoniano tornou a acentuar essas e outras juntas (ou produziu novas), parecendo que a direção geral dos esforços posteriores ao que dobrou primeiro a série São Roque foi mais ou menos a mesma. É claro que sómente estudos de detalhe posteriores poderão esclarecer-nos quanto às idades relativas desses sistemas de juntas. A análise desses esforços, sob o ponto de vista da mecânica e da resistência dos materiais, ainda não pode ser feita por estarem os dados incompletos, como já declarei. Das observações feitas, porém, deduz-se no mínimo uma repetição de esforços, produzindo novo sistema de juntas, deslocamento de veios, etc.

17) Pelas descrições que fizemos conclue-se que houve pelo menos dois falhamentos na região, posteriores à orogênese inicial. Um desses falhamentos é contemporâneo das intrusões gábris (diques de diabásio). Salienta-se ainda a probabilidade de acentuação mais moderna, em algumas destas falhas.

Petrologia

As conclusões mais importantes que o autor alcançou com os estudos de campo e de laboratório, no terreno petrográfico, foram as seguintes:

1) O granito Apiaí é o granito Pirituba, sendo também bastante provável ser o granito facoidal do Rio de Janeiro. Ele fez intrusão no fim de fase diastrófica (confirmação das leis 30,

32, 33 e 34 de Bucher - Deformation of the Earth's Crust - 1933). Assimilou calcáreos e outros sedimentos, produzindo tipos diferenciados: granito escuro, diorito, schlieren micáceos, etc.

2º Para o autor, esse granito é um produto clássico de cristalização de um mágma granítico, sobre cuja origem o autor aceita a teoria de Eskola (Barth, Correns e Eskola - Die Entstehung der Gesteine - 1940), e exclui a teoria recentemente apresentada pelo petrólogo patrício Djalma Guimarães.

Este profissional expôs detalhadamente, no Boletim n. 24 do Serviço de Fomento da Produção Mineral, 1938, e em nota-resumo apresentada ao Congresso de Geologia de Berlim, no mesmo ano, a sua teoria de formação de corpos graníticos, volumosos ou não, por um processo de microclinização de diorito ou granodiorito preexistente, admitindo que a generalidade dos granitos do Brasil assim se originou. Para isso, estudou lâminas de amostras procedentes de muitos Estados brasileiros, inclusive São Paulo (granitos de São Roque e Apiaí). Guimarães esquematizou o processo de substituição por microclina como um fenômeno de anatexis: silicatos alcalinos, sílica, gás carbônico, etc., desprendidos de um mágma basáltico em vias de consolidação nas profundezas, atuando especialmente sobre o plagioclásio do granodiorito, produziram então microclina, silicato de sódio e calcita. Há sérias objeções a essa teoria, com base mesmo em alguns dos casos estudados e citados por Guimarães. Senão, vejamos:

a) Tarcísio dos Santos e Moraes Rego, no seu estudo sobre os granitos dos arredores de São Paulo (ob. cit.), já provaram não ser exata a interpretação dada por Guimarães quanto à microclinização no granito de Araçariguama, São Roque, fenômeno este que, segundo Guimarães, foi posterior à formação de minerais metamórficos da rocha, originados depois da sua consolidação.

b) Lendo-se o próprio Guimarães (pag. 12), vê-se que

Ele confessa ter havido milonitização do granito Araçariguama antes da microclinização. Além disso (pag. 13), ele diz que nessa rocha a microclina foi deformada e triturada. Por que não admitir, portanto, que a milonitização foi uma só, atingindo a microclina e os demais minerais da rocha, todos juntos? É muito mais consentâneo com as leis do metamorfismo. Microclinização depois de milonitização (sendo este um fenômeno característico de zonas superficiais perturbadas da crosta) só é provável por pegmatitização, em casos muito especiais e locais. Pelo que nos ensina a petrologia de observação, entretanto, não estamos autorizados a admitir um fenômeno dessa natureza em escala intensiva, atingindo batolitos.

c) No granito Apiaí, Guimarães cita que a microclina engloba restos de plagioclásio com orientações variadas, mas o pertítico tende a uma só orientação ótica. Além disso, "a preexistência do epidoto à microclina se deduz da existência de inclusão de oligoclásio já epidotizado em microclina". A pertita é admitida por Guimarães não ser um intercrescimento original, e sim uma substituição parcial do plagioclásio pela microclina. O presente autor está mais propenso a admiti-la como produto de exsolução, acompanhando os autores clássicos (vide Alling - Interpretative petrology of igneous rocks - 1936), pois que neste grau distingue-se bem os fenômenos de corrosão dos de formação de pertita; nesta os limites do plagioclásio intercrescido com a microclina são disfarçados ou mal definidos, o que não se dá quando um mineral corrói outro. Neste caso, além disso, o aspecto do mineral corroído é variado e não regular como na pertita. Quanto à preexistência do epidoto, etc., em relação à microclina, as nossas descrições provam com absoluta certeza o contrário, haver do epidoto, e seus companheiros de dinamo-metamorfismo, nas fraturas da microclina. Mesmo quando esses minerais secundários se encontram dentro do plagioclásio ou da própria microclina, é claro que ali se formaram por efeito desse mesmo metamorfismo, as so-

luções com substâncias necessárias à sua formação percolando por fendas de clivagem ou por fraturas dos feldspatos.

d) Guimarães chama a sua microclinização de processo anatexítico, mas não nos esclarece como adapta a ela a definição clássica de Sederholm (On Migmatites, etc., Boletins ns. 58 e 77 da Comissão Geológica da Finlândia, 1923 e 1925), pois que, segundo o conceito deste, o fenômeno implica uma refusão (reforma) "in situ" e é muito localizado, em pequenas massas. O que Guimarães nos apresenta é antes uma pegmatitização de rochas sólidas pre-existentes, levada a efeito por migração e filtragem de "ichor". É verdade que Sederholm dá importância à intervenção de "ichor" (constituíntes voláteis de magma) no processo, e hoje já se admite uma importância maior para os fenômenos de formação de mágmas graníticos parciais no fundo dos geosinclinais, etc. (Barth, Correns, Eskola - ob. cit.). O processo de Guimarães desenvolveu-se, porém, diferentemente, tão próximo da superfície que não se alteraram minerais epizonais.

e) Além dos senões apresentados, no trabalho de Guimarães ele tratou de granitos de muitas procedências, e possivelmente de diversas idades, sem ligar muita importância às suas relações no tempo e no espaço.

f) Finalmente, a teoria de Guimarães ainda padece de precisão sobre um outro ponto de vista; preexistindo os granodioritos, como se formaram os seus batolitos?

E por isso tudo, o autor prefere a explicação de Eskola para a origem dos batolitos de granitos pre-cambrianos, e conclui que o fenômeno de cristalização da microclina no granito Apiaí é o clássico até agora admitido. No caso presente, admito que a concentração das substâncias necessárias à formação do feldspato potássico era considerável no final da consolidação do granito, o que motivou a formação de fenocristais, com corrosões, etc.

3) O granito Apiaí localizou-se entre os xistos atu-
almente observados nos seus contatos, quando já estava diferenci-
ada boa parte do plagioclásio. Nesta fase houve então emissão
de alguma microclina, plagioclásio, acessórios muito escassos e
sulfuretos, os penúltimos antes por arrastamento mecânico. Apli-
tos e pegmatitos muito escassos demonstram a fase pneumatolítica
consequente a essa localização, e o quartzo com sulfuretos a fa-
se apomagnática. A escassez de pegmatitos, a ausência de turma-
lina e outros representantes de constituintes voláteis mostram
que o granito estava bem individualizado quando fez "mise en pla-
ce", e que o seu mágma era relativamente bem seco.

4) A ordem de cristalização no granito Apiaí foi a
seguinte: zirconita, apatita, titanita, magnetita, hornblenda +
+ biotita, plagioclásio + algum quartzo, microclina + algum quar-
tzo, mirmequita e quartzo. A biotita parda formou-se em parte à
custa da hornblenda.

5) Descrevemos com certo detalhe a ocorrência de mir
mequita. Tratemos desta textura mais extensamente. Alling (ob.
cit.), reunindo conceitos diversos, informa ser ela originada:

a) por exsolução provocada por:

1 - decréscimo de solubilidade devido à queda
de temperatura;

2 - cristalização eutética, eutetóide, ou pe-
ritética;

b) por cristalização contemporânea;

c) por substituição hidrotermal (corrosão);

d) por assimilação parcial (envolvimento).

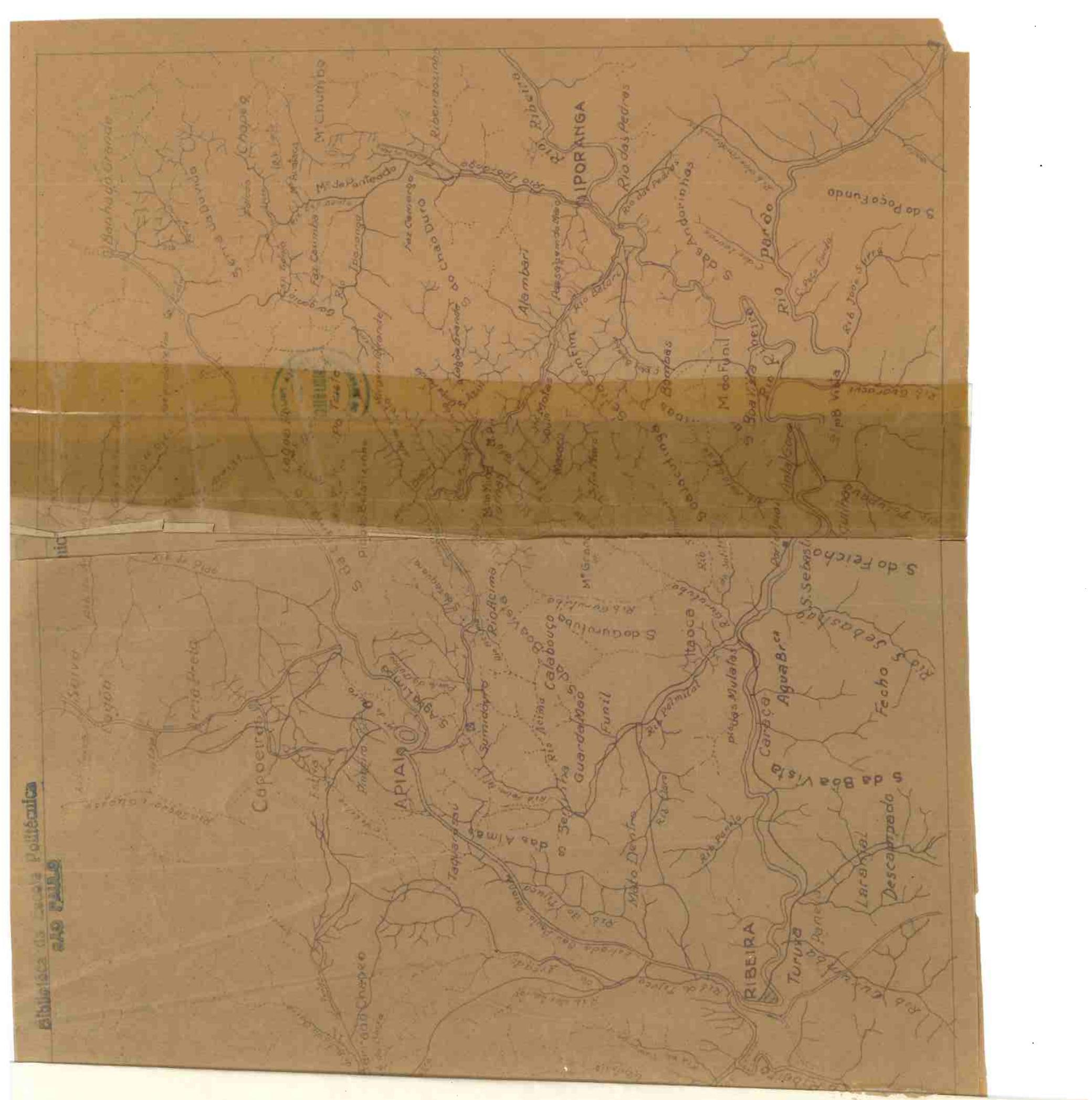
Na sua monumental monografia sobre sinantéticos (Bo-
letim n. 48, da Comissão Geológica da Finlândia, 1917), fonte on-
de todos os petrólogos mitigam a sede da curiosidade científica
sobre a origem da mirmequita, Sederholm lança as seguintes con-
clusões:

(e simpletita quartzo-biotita) se forma por corrosão produzida por quartzo, na fase final da consolidação da rocha, seja gábro, granito, etc. A textura resulta da corrosão localizar-se especialmente segundo as clivagens OOl e O10, e seus cruzamentos.

2) É provável a formação de mirmequita em granito por cristalização contemporânea, assim esquematizada: escasseando o cálcio no resíduo magmático, ao tempo de terminar a cristalização da microclina, esse resíduo desagrega parte do plagioclásio preexistente (ou o plagioclásio potencial no resíduo), libertando albita, molécula de Tchermak e sílica; a penúltima reage logo com a microclina, recompondo a anortita e produzindo caliofilita e mais sílica. Há então néo-cristalização de plagioclásio (do mesmo tipo do preexistente), conjuntamente com o quartzo; ao mesmo tempo a caliofilita entra na composição de biotita. Esse desenvolvimento é um pouco diferente do do Becke (cf. Sederholm). O autor salienta que as moléculas em jogo podem não ser as acima citadas, embora sejam estas as teóricamente admitidas como existentes nos mágmas em geral; esse esquema serve apenas para ilustrar os fatos observados, isto é, a digestão parcial do plagioclásio e da microclina durante o fenômeno e também a formação de biotita associada à mirmequita.

3) O granito Apiaí, bem como os xistos que o enciam, sofreu posteriormente pelo menos dois metamorfismos dinâmicos, no primeiro deles formando-se epidoto, biotita, quartzo, sericita, clorita, actinolita, etc.

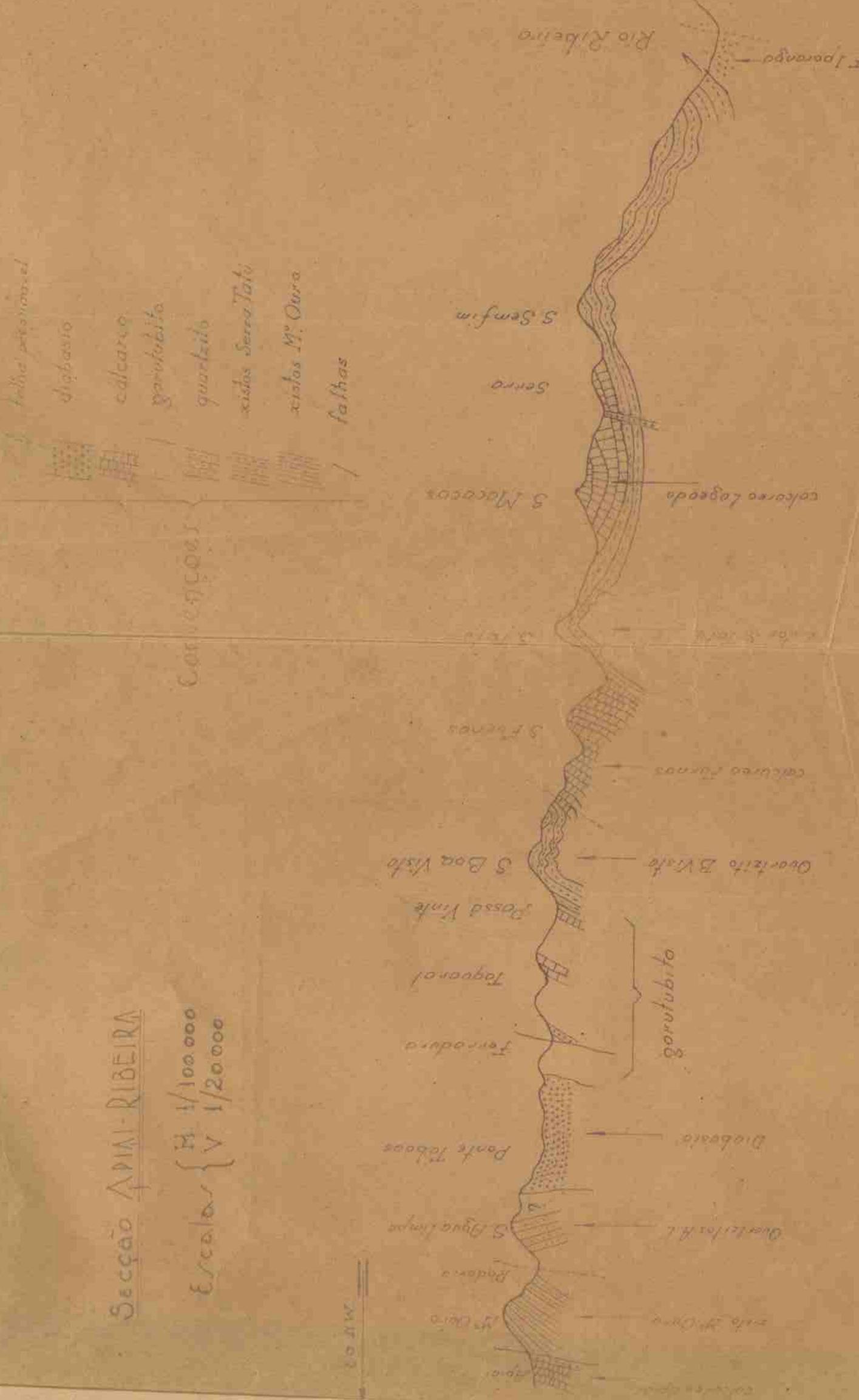
4) O autor não fez observações bastantes para investigar a origem do mágma gábrico. E relativamente à sua evolução, podemos concluir que o seu resíduo foi rico em feldspato potássico. Esta rocha localizou-se também quando estava quasi completamente terminada a cristalização do plagioclásio. Nesta ocasião, então, o resíduo pode solidificar-se, corroendo em parte os minerais pré-formados e escapar-se parcialmente, produzindo adino-



Secção Am-Ribeira

Escala { H 1/100 000
V 1/20 000

km



a) a mirmequita sempre invade ou substitue o feldspato potássico;

b) parece haver sempre um núcleo de plagioclásio, mesmo quando inteiramente substituído;

c) sempre o plagioclásio existente cresce, não é atacado;

d) o quartzo cristalizou-se junto com o plagioclásio.

Às vezes formou-se, porém, por corrosão, casos menos comuns;

e) a mirmequita tanto pode ser mineral deuterítico como secundário.

As minhas observações no granito Apiaí e em lâminas de amostras dos arredores do Distrito Federal, gentilmente emprestadas pelo dr. Evaristo Scorza, petrógrafo do Serviço Geológico Federal, demonstram:

I) Há casos de corrosão do plagioclásio pela mirmequita, o que contraria em parte a conclusão "c" de Sederholm.

II) A corrosão do plagioclásio por quartzo, na formação de mirmequita, é um fenômeno comum no granito Apiaí e o único processo formador de mirmequita e simpletita em biotita nos gabros e dioritos do Distrito Federal e adjacências. Isto invalida parcialmente a conclusão "d" de Sederholm.

III) Quanto à conclusão "e", diremos que só observamos mirmequita como mineral deuterítico. Nos dinamo-metamorfismos posteriores, na região de Apiaí, ela foi deformada conjuntamente com outros minerais da rocha.

IV) Quanto à conclusão "a", observei que nem todos os gabros mirmequíticos do Distrito Federal conteem microclina, uma boa parte deles, porém, apresentando tendência monzonítica.

Concluo, portanto:

1) É absolutamente certo, para mim, que a mirmequita

les em certos xistos encaixantes (km 6,5 da rodovia Apiaí - Iporanga). Parece que esta rocha, da mesma maneira que o granito Apiaí, fez intrusão lentamente, os diques pelas fraturas e os grandes corpos monzoníticos por afastamento das camadas.

5) Os fenômenos de metamorfismo de contâto nos xistos da série São Roque são de elevado gráu, mas a zona de influência é bastante estreita. Como já dissemos, nota-se a quasi ausência dos mineralizadores mais voláteis. As rochas da série de São Roque em Apiaí são regionalmente muito pouco metamórficas, muito menos do que na série de Minas. Em Apiaí observa-se ainda nos sedimentos uma boa parte dos minerais sedimentários. O gráu de metamorfismo não passa, pois, da primeira fase da zona da clorita de Harker (Metamorphism - 1940). Por isso mesmo, há possibilidades de encontrarem-se fósseis principalmente nos calcáreos finos e gorutubitos. A ausência de restos de organismos nesta série virá demonstrar muito acentuadamente a sua idade pré-cambriana.

6) O conjunto cíclico denominado gorutubito é constituído de calcáreos, margas dolomíticas e folhelhos micáceos. A explicação verdadeira de sua origem requer maiores detalhes de observações.

7) A reconstituição do ambiente de sedimentação na região de Apiaí nos conduz à conclusão da ausência de contribuição vulcânica contemporânea, no contrário do que aconteceu na série de Minas. Os minerais pesados e leves identificados nos xistos de Apiaí demonstram a sua proveniência granito-gneissica arqueana.

Octavio Barbosa

(Octavio Barbosa)

São Paulo, 3 de Agosto de 1941.