

ESTUDO PETROGRÁFICO-LITOQUÍMICO DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE ITABERABA-SP

Maria Heloisa Barros de Oliveira Frascá *

José Moacyr Vianna Coutinho *

Eleno de Paula Rodrigues *

Mário César Heredia de Figueiredo **

Jorge Kazuo Yamamoto*

José Eduardo Zaine *

Tânia de Oliveira Braga *

* IPT

** IG/USP

ABSTRACT

This work is the result of petrographic and chemical studies carried out on the main lithotypes of the Itaberaba volcano-sedimentary sequence, occurring on the northeast of São Paulo city. Such lithotypes are low to medium grade metamorphic rocks derived from magmatic and tuffaceous rocks of basic to intermediate composition (amphibolitic rocks), pelites (mica schists), marly sediments (calc-silicate rocks) and cherts (quartzites).

Preliminary studies pointed out a sequence originated in rift zone and derived from ocean floor tholeiitic basalts, associated to pelitic - carbonaceous sediments with sandy contribution, probably in plataformal or shallow marine water environment.

INTRODUÇÃO

A sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba, definida por Coutinho et al. (1982), constitui-se numa faixa alongada situada a 40km a nordeste da cidade de São Paulo. Situa-se no contexto geotectônico do embasamento cristalino sul-brasileiro, definido como Região de Dobramentos Sudeste (Hasui et al., 1981 in Almeida et al., 1981). Compõe-se de metamorfitos de baixo a médio grau, incluídos no Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986).

O presente artigo baseou-se nos trabalhos desenvolvidos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT (1986) sob o patrocínio do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais- PRÓ-MINÉRIO. Compreendeu a revisão e uniformização terminológica de 180 lâminas delgadas estudadas por IPT (1982, 1984, 1985), a descrição petrográfica de 185 novas amostras (provenientes de afloramentos e testemunhos de sondagem) e a análise química de 28 amostras.

PETROGRAFIA

O estudo microscópico de 365 amostras (IPT, 1986) evidenciou que a maior parte dos litotipos que compõem a sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba pode ser agrupada em seis "séries", conforme sua derivação ou natureza pré-metamorfismo (exceto os hornfels), através de critérios mineralógicos e texturais. Estas séries são denominadas neste trabalho de:

Série das Rochas Meta- ígneas Básicas

As rochas meta- ígneas básicas, típicos metabasitos, incluem anfibolitos e hornblenda xistos. Sempre em colorações cinza escura a preta e granulação fina a média, constituem-se essencialmente de hornblenda, com quantidades subordinadas de plagioclásio (normalmente oligoclásio ou andesina). Acessoriamente (<5%) ocorrem minerais opacos (ilmenita e/ou titanomagnetita, e por vezes sulfetos). Biotita, titanita, apatita, clorita, quartzo, turmalina, epídoto, carbonato e leucóxênio são acidentais ou aparecem em quantidades mínimas.

Os hornblenda xistos têm textura variando de granonematoblástica a nematoblástica; nos tipos enriquecidos de biotita tende a lepidoblástica. Os anfibolitos maciços apresentam por vezes arranjo textural blastofítico (Prancha 1-A), caracterizado por corpos de desenho vaga ou nitidamente retangular, compostos de cristais ou agregados granoblásticos finos de plagioclásio, dispersos em meio a cristais anédricos a subédricos de hornblenda.

A hornblenda geralmente com $n_z = 1,67-1,70$, varia em pleocroísmo de verde azulado a azul (z) a verde (y) e verde amarelado (x). Pode apresentar núcleos com cores distintamente mais claras (Prancha 1-B) e índices mais baixos ($n_z < 1,66$); estes últimos tipos parecem constituir membros de uma série descontínua com as hornblendas, e são aqui denominados actinolita, característica de metamorfismo regional de grau baixo. Shidô (1958) apud Deer et al. (1967) interpreta a relação acima como indicativa de um "gap" de miscibilidade entre actinolita e hornblenda sob as condições metamórficas vigentes.

Localmente os cristais de hornblenda apresentam pequenas inclusões de quartzo, aspecto sugestivo de liberação de sílica quando da transformação de piroxênios ígneos.

Estruturas de deformação são comuns; mesmo os anfibolitos maciços exibem ao microscópio cristais de plagioclásio com geminação encurvada e extinção ondulante. Os hornblenda xistos frequentemente exibem xistosidade dobrada, o que indica a atuação de pelo menos duas fases de deformação. Deformações e recristalizações destruíram ou obliteraram grande parte das feições ígneas originais destas rochas.

O grau metamórfico alcançado nestes metabasitos varia de baixo até, mais comumente, médio grau.

Algumas rochas, por sua estrutura ou composição mineralógica afastam-se do tipo padrão metabasítico. A SRT-09/36,75m, petrograficamente um turmalina-clorita hornblendito de grã média a grossa parece corresponder a um meta-ultrabasito.

Série das Rochas Meta- ígneas Intermediárias

O termo meta- ígnea intermediária foi utilizado, neste trabalho, para rochas com estrutura gnáissica, granulação fina a média e coloração cinza escura-esverdeada. Mineralogicamente são compostas de plagioclásio (albita a oligoclásio), quartzo e hornblenda. Biotita, clorita, granada, epídoto, opacos, titanita, turmalina, calcita e apatita são acessórios raros ou esporádicos.

Em geral exibem textura porfiroclástica a milonítica. Petrograficamente são classificadas como hornblenda gnaisses de composição tonalítica e compõem-se de porfiroclastos submilimétricos a milimétricos de plagioclásio tabular ou arredondado dispersos em "matriz" fina formada essencialmente de quartzo granoblástico e hornblenda hastingsítica ($n_z = 1,705$).

Nos furos de sondagem de Tapera Grande, estas rochas acham-se intimamente associadas às meta- ígneas básicas e, às vezes, apresentam contatos gradacionais, eventualmente sugerindo diferenciação magmática. Contudo, as ações deformantes do metamorfismo obliteraram estruturas reliquias e obscureceram os sinais de derivação. Nestas condições, sua origem em lençol tonalítico, camada grauváquica ou mesmo vulcanoclástica permanece especulativa.

No furo SRT-9 ocorre, a 53,64m, uma rocha meta- ígnea ácida (?) (metadacito-Prancha 1-D) com textura porfirítica bastante preservada. Sua composição mineralógica acha-se na Tabela 1.

Série dos Metatufos Básicos

Esta série compreende principalmente os biotita-hornblenda xistos que ocorrem intercalados às rochas meta- ígneas básicas e intermediárias.

Apresentam coloração cinza-esverdeada a verde clara, estrutura xistosa/bandada e granulação fina. São compostas por lâminas de espessura milimétrica, subparalelas, enriquecidas ora em hornblenda (em arranjo nematoblástico), ora em biotita (em arranjo lepidoblástico), ora em plagioclásio e quartzo (em arranjo granoblástico) (Prancha 1-E). Às vezes, calcita se associa a essas lâminas (Prancha 1-F) e microporfiroblastos poiquiloblásticos de epídoto crescem sobre lâminas biotíticas. Apatita, opacos (ilmenita e/ou titanomagnetita, e sulfetos), titanita, clorita e zircão ocorrem acessoriamente. Turmalina pode ocorrer como cristais euédricos, tardi ou pós-cinemáticos.

Hornblenda ($n_z=1,69-1,70$: verde escuro azulado (z) a verde amarelado (x)), ocorre em cristais prismáticos irregulares ou lenticulares, submilimétricos, localmente microporfiroblásticos (com dimensões de 1 a 2mm); pode apresentar núcleos de coloração mais clara (verde a incolor) e índices de refração mais baixos ($n_z' = 1,65-1,67$). Biotita (meroxênio) forma plaquetas castanhas isorientadas.

Plagioclásio (albita-oligoclásio, localmente andesina) ocorre tanto em cristais irregulares ou poligonizados, submilimétricos, como em cristais de até 1mm, arredondados ou lenticulares à feição de augens (Prancha 1-C). Quartzo forma agregados finos isolados ou cristais anédricos, ou se associa ao plagioclásio.

Remanescentes de natureza vulcanoclástica não foram verificados indubitavelmente entre os biotita-hornblenda xistos. Contudo a natureza básica e estrutura bandada não deixam muita dúvida sobre sua origem tufácea, com muito provável contribuição sedimentar pelítica, sugerida pela freqüente biotita. Por outro lado já foram descritas, nesta área (Coutinho et al., 1984) rochas hornblêndicas não biotíticas com evidentes estruturas reliquias vulcanoclásticas.

Série das Metamargas, Metadolomitos Silicosos e afins

Esta série reúne rochas calciossilicáticas de variada estrutura e composição mineralógica. Exibem, macroscopicamente, aspecto maciço ou bandado, e são aqui consideradas como provavelmente provenientes do metamorfismo de grau médio sobre margas e dolomitos.

Com base nos aspectos texturais e mineralógicos das amostras subdividiu-se esta série em alguns grupos, na tentativa de simplificar seu estudo. Os tipos encontrados foram:

a) mármore impuros: são rochas de cor cinza escura a preta, granulação fina e estrutura maciça, incipientemente orientada. Microscopicamente apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica e são constituídas predominantemente por calcita e flogopita, com pequenas proporções de epídoto; opacos, apatita, quartzo, turmalina, clorita magnésiana e actinolita ocorrem acessoriamente.

b) microclínio-actinolita xistos: são rochas maciças, de bandamento difuso, coloração cinza escura e granulação muito fina; constituídas essencialmente de actinolita, submilimétrica e suborientada, dispersa em matriz granoblástica composta de microclínio e quartzo, principalmente; titanita e epídoto perfazem menos de 5% da rocha;

c) "escarnóides" (segundo definição de Einaudi & Burt, 1982): foram observados em apenas um corpo de calciossilicáticas, situado na porção norte da área; são rochas com piroxênios verdes da série diopsídio-hedenbergita e, às vezes, escapolita. Exibem estrutura maciça a orientada, irregularmente bandada, e coloração variando de verde escura a

verde-amarelada. Poderiam representar corpos escarníticos, tendo em vista a ocorrência próxima de bolsões pegmatíticos e rochas litiníferas (greisens?), bem como a presença de escapolita;

d) bytownita granofels: são compostas de quartzo e plagioclásio cálcico (bytownita) em agregado granoblástico fino pavimentoso, com microporfiroblastos (submilimétricos) poiquiloblásticos, irregulares a lenticulares e suborientados de flogopita e epídoto (clinozoisita) ou granada e hornblenda. Turmalina, carbonato, opacos, apatita, titanita e clorita ocorrem acessoriamente;

e) hornfels calciossilicáticos: apresentam porfiroblastos poiquiloblásticos (em feixes divergentes), milimétricos a centimétricos, de actinolita, dispersos em matriz decussada a nematoblástica composta de actinolita, epídoto e flogopita, com plagioclásio cálcico (labradorita-bytownita) e/ou microclínio intersticiais. Opacos, titanita e carbonato ocorrem acessoriamente.

f) calciossilicáticas bandadas: seriam as calciossilicáticas propriamente ditas.

Estas rochas formadas por finas bandas (espessura milimétrica a centimétrica) de composições mineralógicas variáveis, apresentam granulação fina e coloração variando de cinza escura e cinza-acastanhada a verde clara.

Quanto à mineralogia, são frequentes; actinolita, flogopita, epídoto, quartzo, microclínio, plagioclásio (bytownita), diopsídio e calcita. Estes minerais se combinam de diversas maneiras e proporções nas diferentes bandas, gerando texturas que variam de granoblástica a nematolepidoblástica (Prancha 1-I). Petrograficamente os tipos mais comuns se classificariam como diopsídio-flogopita-actinolita xistos. Muscovita, clorita magnesiana, apatita, titanita e turmalina aparecem como acessórios. Quartzo, feldspatos (especialmente microclínio e bytownita) formam a base incolor microgranular ou se encontram diferencialmente em camadas finas.

Actinolita e diopsídio frequentemente coexistem em equilíbrio numa mesma amostra, embora diferentemente concentrados em leitos ou lentes (Prancha 1-G). O fato tem sido experimentalmente explicado pela fácil reversibilidade das paragêneses tremolita-actinolita + clorita + quartzo $\rightleftharpoons$ diopsídio + CO_2 + H_2O a temperaturas de 450-600°C, muito sensível à variação da fração molar de CO_2 (XC_2), liberado na decarbonatização. Camadas mais ricas em tremolita formam-se a XC_2 mais altas. De qualquer forma parecem atingidas as temperaturas para o grau médio de metamorfismo (Winkler, 1977).

Este tipo de calciossilicática, como se verificou nos furos de Tapera Grande, é muito frequente nas proximidades ou em contato transicional com meta-ígneas, especialmente básicas. Sua derivação de margas ou dolomitos parece neste caso menos clara. Tem sido demonstrado (diversos autores, in Hyndman, 1972) que, adjacentes a intrusões máficas ou ultramáficas, sedimentos não-calcários podem se transformar em rochas calciossilicáticas, por difusão metassomática de Ca, da intrusão para a encaixante.

Série dos Metapelitos

Estas rochas têm coloração cinza escura-avermelhada, estrutura xistosa e granulação fina a média. São constituídas de quartzo, muscovita e, por vezes, plagioclásio (geralmente oligoclásio-andesina) em agregado granolepidoblástico com porfiroblastos milimétricos de biotita e/ou granada almandina e/ou estauroлита e/ou andaluzita e/ou cordierita e/ou cianita dispersos. A presença de sillimanita (na sua variedade fibrolita) inclusa em cristais de cordierita é rara e sugere um incremento local das condições de pressão e temperatura; que no geral são compatíveis com aquelas do grau médio de Winkler (1977).

São notadas constantemente duas superfícies de deformação fornecidas pela xistosidade e por uma crenulação perpendiculares a ligeiramente oblíquas entre si. Localmente observa-se uma segunda superfície

de crenulação, oblíqua à anterior.

Os minerais porfiroblásticos tendem a se concentrar em variadas proporções, segundo bandas subparalelas de espessura centimétrica que refletem, provavelmente, o acamamento pré-metamórfico de sequência pelítica mais ou menos ferruginosa e/ou magnesianas.

Algumas amostras de xistos apresentam concentrações de sulfetos (Prancha 1-L) em manchas esparsas; o estudo dos opacos em seção polida indicou que se tratam de pirrotita, marcassita, calcopirita e ilmenita.

Nas proximidades do Granito Pedra Branca, os xistos apresentam composição mineralógica e arranjo textural modificados para tipos de caráter hornfêlsico ("granofels"). A amostra DO-71 (Prancha 1-J) é constituída predominantemente de biotita, com camadas alternadas enriquecidas ora em muscovita e microclínio; ora em quartzo e ora em bytownita e magnetita. Este bandamento sugere uma rocha originalmente constituída por camadas pelíticas alternadamente mais e menos ferruginosas e cálcicas. O metamorfismo de grau médio e de caráter predominantemente termal (contato) conferiu-lhe a mineralogia e textura atual, aparentemente após o estágio metamórfico regional.

Na amostra M-1200E - 200N a mineralogia continua semelhante, mas o arranjo textural se modifica sensivelmente (Prancha 1-H).

Típicos filitos, pouco amostrados neste trabalho, ocorrem em faixa paralela mas afastada 2 a 3km dos limites do granito Pedra Branca. São rochas compostas predominantemente de quartzo e sericita esverdeada (fengita) com alguma clorita (ou biotita), turmalina e zircão.

Ocorre ainda na porção norte da área estudada (oleoduto da Petrobrás e Fazenda Rancho Marambo) rochas com aspecto maçico, coloração verde-amarelada e granulação muito fina. Estas rochas tem sido denominadas de marunditos e já foram descritas por Coutinho et al. (1982). Derivar-se-iam de argilas bauxíticas ou, alternativamente, de vulcânicas ácidas a intermediárias (Anhaeusser, 1978).

Série dos Hornfels

Esta série inclui um conjunto de rochas magnesianas de coloração verde-acinzentada a cinza escura e estrutura maciça a bandada, "maculada" por agregados minerais. Classificam-se como clorita cordierita - bytownita - granada - cummingtonita/hornblenda hornfels (Prancha 1-M). Coutinho et al. (1982) consideraram estas rochas como de produtos metamórficos (grau médio ou fácies hornblenda hornfels) derivados de sedimentos argilosos magnesianos, com considerável quantidade de sílica, de provável origem química (transição para metachert?). Algumas rochas deste tipo foram mapeadas no contato de anfibolitos (meta ígneas básicas) com metapelitos típicos (IPT, 1985).

Estas rochas apresentam matriz granoblástica finíssima constituída, na maior parte das amostras, por quartzo, clorita e, em algumas, plagioclásio (bytownita). Em diferentes amostras registraram-se porfiroblastos de cordierita anédrica e/ou granada euédrica a subédrica e/ou bytownita subédrica e a constante presença de cummingtonita (e mais raramente hornblenda), em porfiroblastos prismáticos radiados.

Série dos Metachertes

São observados em linhas de crista ou blocos rolados, nas áreas de Tomé Gonçalves, Triângulo Dourado, Pedra Branca e Belga. Classificam-se como quartzito e quartzitos ferruginosos, mesoscopicamente com coloração variando de branca a vermelha, estrutura maciça e granulação fina a média. Ao microscópio exibem textura granoblástica e são constituídos essencialmente de quartzo, por vezes apresentando minerais opacos (magnetita) intersticiais.

As feições de campo e petrográficas (principalmente a ausência de minerais tipicamente terrígenos) sugerem tratar-se de antigos níveis de chert.

Os dados petrográficos e mineralógicos das amostras com análise química estão descritos na Tabela 1 e sua localização acha-se na Figura 1. Os dados analíticos dos elementos maiores, menores e traços estão apresentados na Tabela 2.

Os dendrogramas para elementos maiores, traço, e maiores mais traço de Itaberaba mostram, ao nível de correlação 0,75, a separação das amostras em três grupos (A, B, C), com características químicas gerais semelhantes entre si. Isto sugere, para a área estudada, a existência de três classes genéticas distintas que agrupariam as séries discriminadas na petrografia.

O grupo A corresponde ao que se poderia denominar "sequência metabásica", abrangendo rochas das séries das meta- ígneas básicas e intermediárias, e dos metatufos básicos que parecem apresentar mesma filiação. O grupo B ("sequência metapelítica") corresponde às rochas das séries dos metapelitos e dos hornfelses; e o grupo C ("sequência calciossilicática") abrange principalmente rochas da série das metamargas e metadolomitos silicosos. A melhor discriminação destes grupos ocorre no dendrograma de elementos maiores e traços (Figura 2).

Na análise fatorial selecionou-se, para o modo Q, as cargas fatoriais Q1 e Q2 dos elementos traços e para o modo R, o plano dos fatores R1 e R2 para elementos maiores e traços.

O diagrama da Figura 3 mostra que as metamargas e metapelitos discriminam-se dos demais por apresentarem altos valores da relação Q1/Q2 (i. é: riqueza em F + Ba + Rb + Zr e pobreza em Cu + Co + Ni + V). As metamargas distinguem-se dos metapelitos pelos valores Q1/Q2 ligeiramente mais altos.

As rochas meta- ígneas básicas situam-se no outro extremo do diagrama, exibindo os mais baixos valores da razão Q1/Q2. Dentre as amostras de metatufos básicos, algumas (SRT-03/29,33m; F-1285-R; SRT-01/97,20m) apresentam valores Q1/Q2 perfeitamente correlacionáveis aos das meta- ígneas básicas, evidenciando nítida similaridade química e, possivelmente, genética. Outras amostras (SRT-10/55, 40m; SRT-01/88,10 m) situam-se em posição intermediária entre as rochas metassedimentares (metamargas e metapelitos) e as meta- ígneas básicas, sugerindo uma origem híbrida.

No plano dos fatores R1 e R2 para elementos-traço (Figura 4) a distribuição das rochas também se relaciona, quanto ao eixo do fator R1 ao aumento de Cu, Co, Ni e V no sentido das meta- ígneas básicas e de F, Ba, Rb e Zr no sentido das metamargas + metapelitos. Quanto ao eixo do fator R2 nota-se que tanto os metapelitos e metamargas, quanto os metatufos e meta- ígneas básicas apresentam distribuição semelhante. A amostra SRT-01/88,10m (metatufa) acha-se enriquecida em Cr e Li (?), enquanto a amostra SRT-10/55,40m (metatufa) acha-se enriquecida em Y; mais uma vez discriminando-se dos demais metatufos. As meta- ígneas intermediárias estão enriquecidas em Y.

Quando se analisa o plano dos fatores para elementos maiores (Figura 5) nota-se que as rochas se distribuem segundo os mesmos três grupos discriminados no dendrograma da Figura 2. Em relação ao eixo do fator R1 os metapelitos e as metamargas se discriminam pelo enriquecimento em K₂O e F, relacionados ao seu alto conteúdo em biotita (+ flogopita); quanto ao eixo do fator R2, metapelitos se enriquecem em H₂O (abundância de minerais hidratados) e as metamargas em MgO, CaO e CO₂ (abundância de diopsídio e calcita, principalmente).

A "sequência metabásica" se caracteriza, quanto ao eixo do fator R1 principalmente pelo enriquecimento em FeO total, TiO₂, Na₂O e MnO, provavelmente se relacionando à sua origem ígnea básica. Analisando o eixo do fator R2 nota-se um aumento de H₂O no sentido meta- ígnea básica, metatufa e meta- ígnea intermediária e um aumento de MgO + CaO + CO₂ no sentido inverso (provavelmente sendo o Mg o elemento mais importante).

Os diagramas de Harker (1909), apresentados na Figura 6, permi-

tem distinguir claramente duas tendências: sequência metabásicas (doravante denominada toleítica); e sequência calciossilicática, englobando as metamargas e metapelitos. Uma poucas amostras se situam fora das tendências destas duas sequências: a PI-224 que é extremamente rica em Al e O; a BE-287 que tem alto teor em Fe, caracterizando-a como formação ferrífera; a SRT-09 /53,64m que parece corresponder a um meta-monozodiorito ou meta-latiandesito; e o suposto metatufos SRT-01/88, 10m se aproxima ora da tendência toleítica, ora da calciossilicática.

Tem sido sugerido que misturas de dolomitos e argilas, metamorfoseadas e decarbonadas, podem produzir anfibolitos virtualmente com a mesma composição mineralógica de rochas ígneas básicas. Contudo, como enfatizado por Evans & Leake (1960), estas misturas terão composição química diferente da de rochas ígneas básicas (Al e K serão muito altos e Na e Fe muito baixos). As sequências toleítica e calciossilicática de Itaberaba (onde foram incluídas amostras de Coutinho et al., 1982), diferem por ser a primeira mais rica em Fe, Na e Ti, enquanto a segunda é mais rica em Mg, Ca e K, sugerindo que correspondam a rochas ígneas básicas e margas, respectivamente. A sequência calciossilicática não parece ser mais rica em Al que a toleítica, o que talvez seja devido às proporções das misturas carbonato-pelito, ou seja, Al elevado só deveria ser esperado nas misturas em que predomine material argiloso.

O diagrama AFM (Figura 7) também separa claramente a sequência toleítica da calciossilicática, com a primeira mostrando enriquecimento em Fe, que é característico das tendências toleíticas.

Leake (1964), discutindo a distinção de orto e para-anfibolitos, observou que para-anfibolitos podem ser considerados como misturas decarbonadas de pelitos com calcita ou dolomita, enquanto orto-anfibolitos são tipicamente metadiabásios, metabasaltos ou metatufos básicos. Na Figura 8, a sequência toleítica de Itaberaba apresenta uma tendência subhorizontal (pequena variação da razão c de Niggli), parecida com a dos diabásios de Karroo, enquanto a sequência calciossilicática tem tendência mais inclinada, caracterizando-a como derivada de misturas pelito-dolomito.

Com base na diferença dos teores em Fe de orto e para-anfibolitos, discutida anteriormente, Gokhale & Gothe (1978) sugeriram a utilização de um diagrama discriminante SiO_2 -FeO-Fe $_2O_3$ (Figura 9). Novamente, há claras diferenças nas litologias de Itaberaba. Os anfibolitos de Jaraguá (Gomes et al., 1964) situam-se no mesmo campo das amostras toleíticas de Itaberaba.

Os teores de Fe das litologias toleíticas de Itaberaba são muito elevados, ainda mais altos do que os de basaltos e diabásios continentais. Contudo, seus teores de Ti são coerentes com basaltos de cadeias e fundos oceânicos, sendo o Ti o elemento maior mais característico para a discriminação de rochas básicas. O conteúdo em K é bem mais elevado que o de basaltos oceânicos, sendo semelhantes aos de basaltos continentais ou orogênicos (cálcio-alcálicos), mas o K comumente é remobilizado durante o metamorfismo, podendo ter ocorrido um enriquecimento posterior.

Vários autores tem sugerido a utilização de elementos considerados imóveis ou pouco móveis durante processos de alteração secundária, tais como Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga e Sc, para a caracterização de rochas vulcânicas alteradas ou metamorfoseadas.

Nos diagramas TiO_2 X Zr/P_2O_5 (Figura 10) e Zr X P_2O_5 (Figura 11) de Floyd & Winchester (1975), que discriminam campos de basaltos, a sequência toleítica de Itaberaba situa-se no campo dos basaltos de fundo oceânico.

Pearce & Norry (1979) e Pearce & Cann (1973) sugeriram a utilização de diagramas Zr x Zr/Y e Ti x Zr (Figuras 12 e 13, respectivamente). As rochas toleíticas caem novamente próximas ao campo de basaltos de fundo oceânico.

Nos diagramas discriminantes ternários Ti-Zr-Y e Ti-Zr-Sr de Pearce & Cann (1973), as rochas toleíticas de Itaberaba situam-se nos

campos de basaltos oceânicos, ou em suas proximidades, embora algumas amostras mostrem-se ainda mais ricas em Y e mais pobres em Sr (Figuras 14 e 15). Os anfibolitos de Jaraguá (Gomes et al., 1964) apresentam estas mesmas características que, provavelmente, refletem características da área-fonte e não parecem relacionadas a processos de diferenciação.

Portanto, apesar dos conteúdos elevados de Fe e K, a sequência toleítica de Itaberaba pode ser classificada como basaltos de fundo oceânico com base nos teores de Ti, Zr, Y, Sr e P, que são elementos relativamente imóveis durante o metamorfismo e alteração secundária.

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

As relações estratigráfico-estruturais entre anfibolitos e demais rochas de Itaberaba não foram objeto de análise neste trabalho, mas estudos anteriores e a simples observação, em mapa, da distribuição litológica, revelam que a região é constituída por um pacote vulcano-sedimentar cuja base se consistiria principalmente de material basáltico, com predominância de material pelítico na direção do topo, em variação esperada e adequada à ambientação do fundo oceânico.

A base vulcânica, aflorante graças a flexuras forçadas por intrusão granítica vizinha, constituir-se-ia de rochas basálticas (derrames e/ou "sills") acompanhadas de tufos basálticos e de pequena proporção de derrames ou tufos dacíticos e, presumivelmente, até mesmo ultrabásicos.

Aos tufos se misturariam quantidades variadas de sedimentos argilosos e possivelmente químicos (silicosos e carbonáticos) gerando metatufos híbridos com a atual mineralogia dos biotita-hornblenda xistos. As concentrações minerais diferenciadas, por camadas, possivelmente refletem a heterogeneidade inerente à estratificação original, hoje transposta. A freqüente presença de sulfetos e turmalina nesta associação parece estar ligada a exalações sulfurosas e boríferas, expelidas do fundo oceânico.

Afora o acamamento, são raras as feições microscópicas indicativas da natureza tufácea deste litotipo. É certo porém que, em amostras de afloramento representando tufos mais puros, menos misturados, verificou-se a formação de verdadeiros hornblenda xistos, podendo-se, em alguns deles, ainda reconhecer com segurança piroclastos e mesmo hialoclastos modificados pelo metamorfismo.

Basaltos em "sills" ou derrames geraram, por metamorfismo, anfibolitos maciços ou xistosos. A textura blastofítica ou blastoporfirítica, atestando sua origem magmática é evidente em amostras menos deformadas. O fato destas rochas exibirem diferentes arranjos texturais e quiores representariam porções rochosas preservadas da intensa deformação que afetou a área.

A ocorrência de tufos hialoclásticos permitiria prever o aparecimento, nas vizinhanças, de "pillow lavas" ou "pillow breccias" sob a forma de anfibolitos convenientemente estruturados, como ocorre em Pirapora do Bom Jesus (Figueiredo et al., 1982) em horizonte estratigráfico similar. Ainda não se confirmou a presença de tais estruturas em Itaberaba. Sua descoberta ensejaria uma formulação razoavelmente precisa sobre a espessura da lâmina d' água original. A se repetir o que se inferiu em Pirapora do Bom Jesus, o assoalho oceânico não seria muito profundo.

Algumas rochas de composição química intermediária, de origem certamente ígnea, conservam textura porfirítica e foram denominadas metadacitos. Outras, (hornblenda gnaisses) com aspecto microscópico de gnaisses miloníticos de composição tonalítica encontram-se intercaladas em anfibolitos e metatufos básicos, e poderiam ser interpretados como provenientes de "sills" tonalíticos ou como rochas vulcanoclásticas (depósitos de tufos de cristal andesítico).

Tufos ou lavas, intermediárias a ácidas, (lateritizadas?) ou lateritos provenientes de outro tipo litológico produziram camadas de

rocha metamórfica constituída essencialmente de coríndon (marundito). Nesta rocha ainda não foram reconhecidas texturas reliquias.

Pouco ou nada se pode informar sobre a existência pretérita de rochas ultrabásicas. Algumas rochas portadoras de cummingtonita, de caráter hornféisico, poderiam ser eventualmente interpretados como tufos (komatiliticos ?) contaminados de areia e/ou afetados metassomaticamente.

Reconheceu-se, associado às meta- ígneas básicas e intermediárias, e metatufos, um pacote de metassedimentos perfeitamente laminados, por vezes deformados, aos quais se aplicou o nome de metamarga (rocha calciossilicática). Devem ter sido constituídos de material margoso (dolomítico) que, metamorfoseado, produziu uma associação mineralógica variada (potássico-cálcico-magnésiana), diferencialmente concentrada em camadas finas, geralmente rítmicas. Esta mineralogia e estruturação atestam sua origem sedimentar nada obscurecida pela recristalização metamórfica, que apenas imprimiu nova textura (granoblástica ou granolepidoblástica). Não obstante, ocorrem alguns tipos mais ricos em anfibólio (essencialmente hornblenda), levando à suposição de terem sido primariamente sedimentos contaminados de material tufáceo básico.

Verdadeiros sedimentos químicos, silicosos a ferruginosos, produziram por metamorfismo; metachertes (quartzitos) a itabiritos laminados ("BIF") ou mesmo (em grau metamórfico mais alto) rochas ricas em granada e cummingtonita.

Os demais metassedimentos encontrados na área foram gerados a partir de material clástico fino (predominantemente argiloso) e estão agora representados por andaluzita filitos em faixa externa de baixo grau metamórfico e por granada-estauroлита-mica xistos frequentemente portadores de andaluzita e/ou cordierita e/ou cianita formados a temperatura mais alta (grau médio). Em ambos os casos as rochas exibem feições estruturais reliquias, indicativas de estratificação sedimentar.

Todos os tipos litológicos exibem associações mineralógicas e feições estruturais e texturais comprobatórias de sua sujeição a metamorfismo dinamotermal variável entre grau baixo (fácies xisto verde) até médio (fácies anfibolito), este, mais generalizado.

Alguns tipos de rochas (especialmente pelíticas/magnésianas ou calciossilicáticas) talvez por sua maior susceptibilidade às reações metamórficas, exibem petrotrama produzida por total recristalização em ambiente desprovido de "stress". Geram-se desta maneira rochas granoblásticas, por vezes com porfiroblastos (ou rosetas de porfiroblastos) crescidos com pouca ou nenhuma orientação preferencial. As amostras não exibem xistosidade nítida, embora a recristalização pós-deformacional tenda a mimetizá-la.

Embora a blastese de alguns minerais (cordierita, p. ex.) seja posterior ou tardia em relação às últimas deformações regionais não é certo que o aquecimento à baixa pressão, causador daquele fenômeno, se deva à intrusão próxima. É possível, como explicação alternativa, que determinadas camadas afetadas pelo metamorfismo regional tenham, por motivos ainda pouco conhecidos (competência diferencial ?), se liberado dos efeitos do "stress".

A análise litoquímica evidenciou que os litotipos estudados em Itaberaba podem ser separados em duas seqüências principais: seqüência calciossilicática-metassedimentar, que corresponde predominantemente a misturas pelito-dolomito; e seqüência toleítica, meta-vulcânica, que corresponderia a basaltos de fundo oceânico, intercalados na seqüência metassedimentar.

Estes litotipos podem ser claramente relacionados tanto com os anfibolitos de Jaraguá (Gomes et al., 1964), quanto com os metamorfitos derivados de psamitos, pelitos, carbonatos, margas e formações ferríferas, intercalados com vulcânicas básicas exibindo estruturas de "pillow lavas" que ocorrem na região de Pirapora do Bom Jesus (Figueiredo et al., 1982).

Considerando-se que os basaltos de fundo oceânico são caracterís-

ticos de ambientes tectônicos de margens de placas divergentes e que os sedimentos, na região de Itaberaba, corresponderiam a pelitos-carbonatos com contribuição arenosa, provavelmente de ambiente plataform-al ou marinho raso, pode-se admitir que esta sequência vulcano-sedi-mentar teria se formado num ambiente de "rift".

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colegas Alvaro F.C. Reis e Luis H. Zapparolli pela colaboração e tratamento estatístico; e ao PRÓ-MINE-RIO pela liberação dos dados contidos neste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANHAEUSSER, C.R. 1978. On an Archean marundite occurrence (corundum-margarite rock) in the Barbeton Mountain Land, Eastern Transvaal, South Africa. *Trans. Geol. Soc. Afr.*, 81: 211-218.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P.T.Y. 1982. Geologia e petrologia da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 32, Salvador, Anais... Salvador, SBG. v.2, p.624-640.
- COUTINHO, J.M.V.; JULIANI, C.; FRASCA, M.H.B.O.; BELJAVSKIS, P. 1984. Geologia e petrologia de anfibolitos vulcanoclásticos no Grupo São Roque em Tomé Gonçalves - Região da Serra de Itaberaba-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.9, p. 4291-4298.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1967. Rock forming minerals. 5 ed. London, Longman. 5 v.
- EINAUDI, M.T. & BURT, D.M. 1982. Introduction - Terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Econ. Geol.*, 77. (4):745-754.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. 1960. The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J. Petrol.*, 1:337-368.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BERGMANN, M.; PENALVA, F.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Ocorrência de "pillow lavas" no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *Cienc. Terra*, 2:6-8.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27:211-218.
- GOKHALE, N.W. & GOTHE, N.N. 1978. Chemical distinction of amphibolites. *J. Geol. Soc. India*, 19:376-379.
- GOMES, C.B.; SANTINI, P.; DUTRA, C.V. 1964. Petrochemistry of a Precambrian amphibolite from the Jaraguá area, São Paulo, Brazil. *J. Geol.*, 72:664-680.
- HARKER, A. 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen, London. 384p.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1981. O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA et al. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. v.1. Texto explicativo. IPT-Monografias, 6:12-45.
- HYNDMAN, D.W. 1972. Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw Hill. New York. 533p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1982. Avaliação das áreas potenciais para Ouro, Caconde, Socorro, e Nazaré Paulista. São Paulo. 2v. il. (IPT. Relatório 17 891).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1984. Projeto Ouro Tapera Grande - Pesquisa de Detalhe. São Paulo. 3v. il. (IPT. Relatório 20 719).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1985. Prospeção para metais-base na sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. São Paulo. 2v. il. (IPT. Relatório 22 434).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1986. Estudo petrológico da sequência vulcano-sedimentar de Itabe-

- raba. São Paulo. 2v. il. (IPT. Relatório 24 510).
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORCHER, H.D. 1986. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. p. 730-747.
- LEAKE, B.E. 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol., 5:238-254.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet.Sci. Lett., 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69:33-47.
- WINKLER, H.G.F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução de Carlos Burger Jr. Porto Alegre, Ed. Edgard Blücher/Co-edições URGs. 254P.

Legendas da Prancha 1

Ac = actinolita	Es = estauroлита	Mu = muscovita
Bi = biotita	Fl = flogopita	Mt = magnetita
Cc = calcita	Gr = granada	Pl = plagioclásio
Cl = clorita	Hb = hornblenda	Qz = quartzo
Cm = cummingtonita	Hm = hematita	Su = sulfeto
Ep = epídoto	Mi = microclínio	Ti = titanita

- A - Anfíbolito - SRT-9/38,80m. Textura reliquiar blastofítica distinta. Seguramente uma meta-ígneia básica.
- B - Anfíbolito - SRT-2/75,55m. Textura reliquiar blastofítica indistinta. Ainda uma meta-ígneia básica. Possível transição para metatufo.
- C - Hornblenda gnaiss - SRT-2/42,90m. Textura cataclástica a milonítica, sugerindo granular hipidiomórfica anterior. Rocha meta-ígneia intermediária de origem duvidosa (tonalito? vulcanoclástica?).
- D - Plagioclásio-biotita xisto - SRT-9/53,64m. Textura blastoporfirítica. Considerada uma meta-ígneia ácida, provavelmente metadacito.
- E - Biotita-hornblenda xisto - SRT-1/97,20m. Textura lepidonematoblástica. Considerada um metatufo básico por interpretação de composições mineralógica e química e relações com outros litotipos. Faltam feições reliquias.
- F - Biotita-hornblenda xisto - SRT-3/29,33m. Textura lepidonematoblástica. Originalmente um tufo básico possivelmente contaminado com carbonato. Feições reliquias duvidosas.
- G - Diopsídio-actinolita xisto - ZK-11. Textura granonematoblástica totalmente recristalizada. Uma metamarga.
- H - Plagioclásio-muscovita-biotita xisto - M-1200E - 200N. Textura granolepidoblástica com porfiroblastos poiquiloblásticos de bytownita superimpostos. Um metapelito cálcico. Ação térmica pós-metamorfismo regional é provável.
- I - Flogopita-actinolita-epídoto xisto - SRT-10/90,20m. Textura nematolepidoblástica e porfiroblástica. Uma metamarga.
- J - Microclínio-muscovita "granofels" e magnetita-bytownita-quartzo-biotita "granofels" - DO-71. Textura decussada, granoblástica, porfiroblástica. Estruturas em bandas sugerem estratificação reliquiar em um metapelito ferruginoso, agora hornféisico.
- L - Granada-estauroлита-biotita-muscovita xisto - PB-130. Textura granolepidoblástica/porfiroblástica. Um metapelito com desenvolvimento de porfiroblastos sin a pós-cinmáticos, e sulfetos associados.
- M - Cummingtonita-granada-quartzo hornfels - BE-287. Textura granoblástica, porfiroblástica. Trata-se de um metachert ferruginoso ("iron formation") sulfético, metamorfoseado em ambiente predominantemente termal.

PRANCHA 1

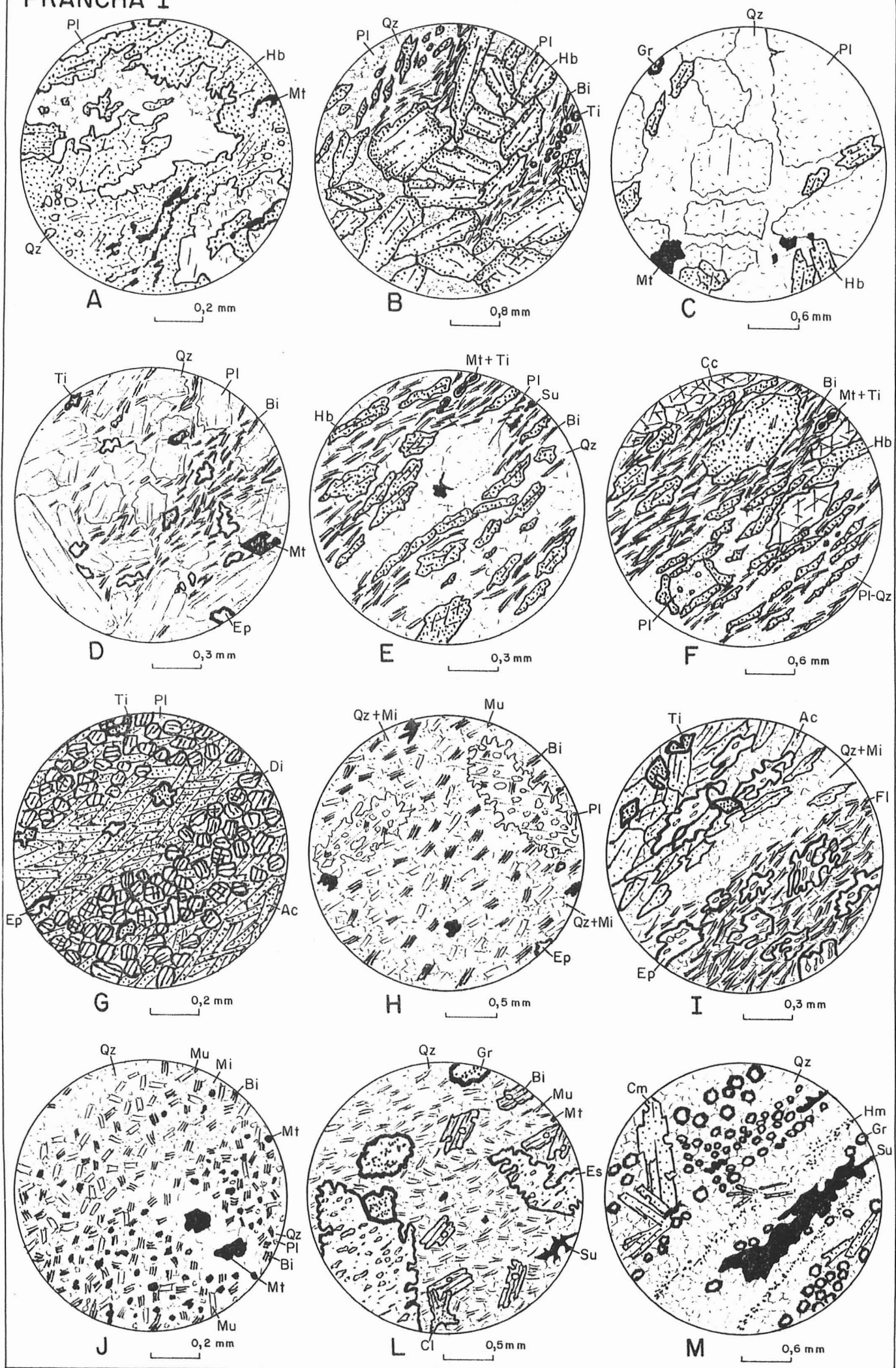


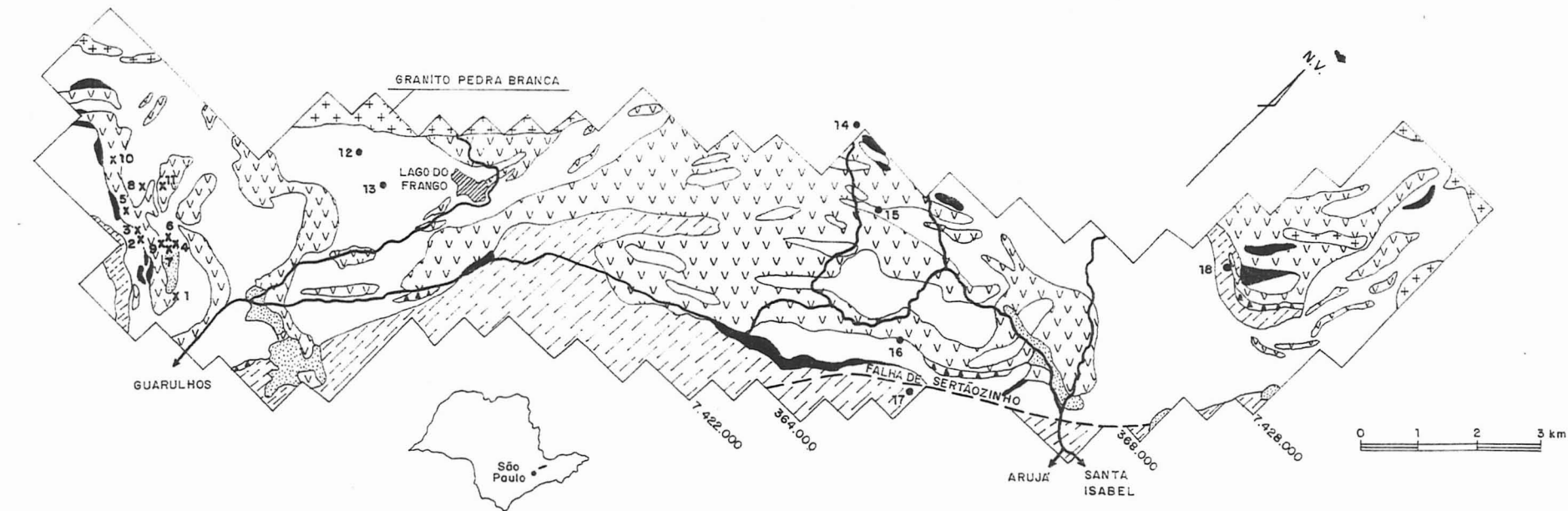
TABELA 1 - Composição mineralógica modal e classificação petrográfica.

AMOSTRAS	MINERAIS																			CLASSIFICAÇÃO	
	Q	P	A	H	C	F	M	M	A	N	C	S	E	C	C	A	T	T	A		
	U	L	M	C	R	M	I	B	O	S	R	C	G	A	C	D	I	S	O		
	A	G	C	O	L	N	S	D	O	O	A	O	A	U	A	E	L	A	I		
	R	I	R	L	E	G	I	T	P	V	R	R	N	Z	N	R	I	U	N		
	T	O	O	I	N	T	D	I	I	I	I	I	A	I	I	M	R	D	C		
	Z	C	C	T	D	O	I	T	T	T	T	T	D	T	T	A	O	O	O		
	O	L	L	A	A	N	O	A	A	A	A	A	A	A	A	N	L	N	S		
	O	L	L	A	A	N	O	A	A	A	A	A	A	A	A	N	L	N	S		
SRT-01/32,00m	4	32			51			6			5					2		tr	tr	ANFIBOLITO	
SRT-01/91,00m	8	13			71			3			tr					1	2	tr	2	tr	HORNBLENDA XISTO
SRT-01/94,50m	1	1			71			6			8					1	3		2	7	HORNBLENDA XISTO
SRT-02/75,55m	7	10			72			6			tr						4		1	tr	ANFIBOLITO
SRT-09/38,80m	4	28			65											1	1	tr	1		ANFIBOLITO
SRT-09/36,75m	tr	tr			74						14						3		tr	9	CLORITA-TURMALINA HORNBLENDITO
SRT-02/42,90m	15	49			29			tr			2	tr				5	tr	tr			HORNBLENDA GNAISSE
SRT-09/53,64m	18	41						27								tr	12	tr	2		META-DACITO
SRT-10/61,50m	26	39			21			6			4					4					HORNBLENDA GNAISSE
F-1285-R	7	tr			61						tr					3	29				EPIDOTO-HORNBLENDA XISTO
SRT-01/88,10m	?	20		30				46			tr						2		tr	2	ACTINOLITA-BIOTITA XISTO
SRT-01/97,20m	8	13			45			31			tr					3		tr			BIOTITA-HORNBLENDA XISTO
SRT-03/29,33m	5	11			45			26			tr					tr	5	7	1		BIOTITA-HORNBLENDA XISTO
SRT-10/55,40m	10	29			42			13								6	tr				BIOTITA-HORNBLENDA XISTO
M-630N-200E	7	12					68	11								2	tr	tr			FLOGOPITA-MICROCLÍNIO-DIOPSÍDIO GRANOFELS
ZK-11	tr	19			28			52								1		1			ACTINOLITA-DIOPSÍDIO XISTO
SRT-02/56,20m	19				63				16		tr					2		tr		tr	FLOGOPITA-ACTINOLITA XISTO
SRT-02/91,10m	tr						56	4								1	27	tr		tr	MICROCLÍNIO-CALCITA-DIOPSÍDIO GRANOFELS
SRT-05/63,05m		2	21	60												tr	17				EPIDOTO-MICROCLÍNIO-ACTINOLITA XISTO
SRT-05/73,40m	1	6	12	5			71	tr									3	1	1		ACTINOLITA-DIOPSÍDIO GRANOFELS
SRT-08/62,50m	37	12			28			18		tr	tr					tr	5		tr	tr	EPIDOTO-HORNBLENDA-QUARTZO XISTO
SRT-10/90,20m	18		4	23			3	13									37	tr	1		FLOGOPITA-ACTINOLITA-EPIDOTO XISTO
DO-71 Can. A	8		40					30		20						2					MUSCOVITA-BIOTITA-MICROCLÍNIO XISTO
Can. B	38	12	2					33		5						10				tr	MUSCOVITA-MAGNETITA-BYTOWNITA-QUARTZO GRANOFELS
PB-130	37							20		25	1	5									GRANADA-ESTAULOLITA-BIOTITA-MUSCOVITA XISTO
PI-224									tr	42						55				3	MARGARITA-CORINDON "HORNFELS"
PI-243	29							60		1											APATITA FILITO
SRT-07/26,55m	14							23					16	1	36	5	4		1		SILLIMAN.-ANDALUZ.-BIOT.-CORD. XISTO C/ESTAU. E CIANITA
BE-287	46				11		tr				34					tr			9		CUMINGTONITA-GRANADA-QUARTZO HORNFELS

TABELA 2 - Dados analíticos para elementos maiores, menores e traço.

ELEMENTOS ANOSTRAS	SiO ₂ Z	Al ₂ O ₃ Z	MgO Z	FeO Z	Fe ₂ O ₃ Z	CaO Z	TiO ₂ Z	P ₂ O ₅ Z	MnO Z	K ₂ O Z	Na ₂ O Z	S Z	CO ₂ Z	H ₂ O+ Z	H ₂ O- Z	Li PPM	F PPM	Cu PPM	Zn PPM	Co PPM	Pb PPM	Ba PPM	Sr PPM	Rb PPM	Y PPM	Ni PPM	Cr PPM	V PPM	Zr PPM	SÉRIES
SRT-01/32,00m	49,60	12,80	4,40	12,72	4,40	7,70	1,60	0,23	0,24	1,20	3,50	0,11	0,71	0,71	0,03	60	259	252	58	96	56	250	130	68	40	60	15	410	68	MIB
SRT-01/91,00m	48,70	13,40	7,10	9,89	3,50	10,30	1,40	0,18	0,21	0,89	2,60	0,11	0,89	0,75	0,04	46	238	180	142	88	54	84	150	26	50	106	200	330	120	
SRT-01/94,50m	45,00	12,90	8,60	13,00	4,20	10,00	1,30	0,20	0,23	0,73	1,20	0,10	0,76	1,84	0,04	60	286	460	162	120	48	160	53	25	40	124	82	560	102	
SRT-02/75,55m	49,80	13,30	9,50	7,63	3,60	10,90	0,66	0,14	0,18	1,10	1,50	0,022	1,26	0,27	0,00	46	159	64	112	96	54	160	110	41	22	92	88	260	49	
SRT-09/36,75m	41,10	16,40	10,90	12,72	3,20	9,50	0,45	0,12	0,23	0,28	1,10	0,044	0,41	3,22	0,01	84	150	184	128	118	40	67	42	110	34	184	380	420	35	
SRT-09/38,80m	50,00	14,10	6,90	9,88	3,20	10,60	1,20	0,16	0,21	0,14	1,90	0,046	0,36	1,13	0,02	33	170	208	108	92	42	46	200	110	50	92	198	310	80	MII
SRT-02/42,90m	53,20	12,80	1,40	10,74	7,70	4,80	1,50	0,19	0,32	0,31	5,40	0,039	0,96	0,62	0,01	27	165	34	140	100	60	100	70	110	54	14	15	112	83	
SRT-09/53,64m	57,10	16,70	2,20	4,52	3,90	5,60	1,50	0,52	0,12	2,80	3,50	0,083	0,36	0,80	0,02	90	1050	20	142	56	50	980	730	100	53	24	9	128	410	
SRT-10/61,50m	58,20	12,30	1,80	8,76	6,40	3,30	1,40	0,25	0,20	0,79	5,00	0,038	0,28	1,07	0,01	35	400	138	144	82	46	160	64	48	77	6	15	102	110	
F-1285-R	49,20	14,40	6,40	8,19	4,90	12,50	1,20	0,14	0,17	0,19	0,33	0,023	0,10	2,10	0,14	24	260	90	90	78	54	72	180	110	94	90	134	360	134	MB
SRT-01/88,10m	50,50	16,80	8,70	5,65	2,20	9,70	0,40	0,13	0,14	1,10	3,00	0,018	0,93	0,60	0,02	54	198	15	94	76	50	250	140	52	12	106	450	220	44	
SRT-01/97,20m	47,80	14,10	5,80	12,43	3,80	7,00	1,40	0,19	0,22	1,80	3,00	0,066	0,88	1,40	0,01	82	215	478	146	100	50	460	150	110	36	76	5	600	76	
SRT-03/29,33m	46,40	14,10	5,30	11,59	3,20	9,30	1,20	0,14	0,21	2,00	2,90	0,064	1,89	1,60	0,03	68	300	506	124	104	52	250	110	83	30	76	15	640	58	
SRT-10/55,40m	51,00	12,00	3,80	11,44	5,80	5,20	2,10	0,15	0,25	0,68	5,10	0,025	0,41	1,19	0,02	44	392	114	164	106	48	110	63	37	53	26	15	30	32	
H-200E-630N	51,60	12,90	8,30	4,80	0,77	12,80	0,68	0,22	0,29	5,80	0,18	0,019	0,71	0,90	0,05	82	1300	2	74	50	76	590	84	110	44	54	86	112	150	NM
ZK-11	53,70	9,40	12,00	2,54	0,82	19,40	0,39	0,24	0,17	0,15	0,31	0,026	0,10	0,58	0,03	54	1000	4	60	38	66	70	240	220	34	44	68	112	146	
SRT-02/56,20m	56,00	9,90	14,20	3,10	2,20	7,20	0,34	0,15	0,28	3,50	0,42	0,014	0,71	1,73	0,25	106	1870	7	82	38	40	450	31	140	22	32	62	118	80	
SRT-02/91,10m	42,40	8,30	7,20	1,83	2,50	25,00	0,35	0,17	0,14	1,70	1,10	0,040	8,92	0,23	0,01	46	1400	95	68	42	60	300	140	54	38	24	64	118	88	
SRT-05/63,05m	54,70	11,80	9,20	2,12	4,30	10,80	0,53	0,20	0,22	2,30	3,00	0,014	0,26	0,56	0,01	27	1200	8	68	52	50	360	230	55	34	40	69	134	116	
SRT-05/73,40m	55,90	13,70	7,80	2,68	2,60	8,90	0,69	0,20	0,10	2,60	3,90	0,014	0,10	0,74	0,04	25	1410	15	80	58	50	430	120	64	44	49	74	140	140	NP
SRT-08/62,50m	60,80	13,90	6,00	5,22	1,50	7,30	0,45	0,16	0,21	2,60	0,27	0,024	0,89	0,55	0,02	82	953	4	130	50	42	330	150	160	42	31	74	88	146	
SRT-10/90,20m	58,10	12,10	7,30	4,09	2,10	10,90	0,66	0,20	0,16	2,60	0,23	0,016	0,28	1,26	0,03	65	1100	9	76	56	46	420	120	120	50	38	92	134	140	
DO-71	62,60	14,00	3,10	3,67	5,60	1,30	0,78	0,17	0,09	6,10	0,20	0,011	0,21	2,13	0,14	147	1250	8	174	64	58	750	37	290	30	35	74	108	122	
PI-130	66,50	16,20	1,10	4,09	3,90	1,60	0,69	0,15	0,10	3,10	0,41	0,31	0,28	1,57	0,06	24	764	99	40	44	44	360	38	160	58	40	104	122	184	HF
PI-224	24,30	60,00	0,23	0,21	0,73	6,30	1,70	0,23	0,01	2,10	0,83	0,013	0,28	3,16	0,06	778	1150	5	3	50	52	1180	360	55	39	16	240	200	192	
PI-243	63,20	17,00	1,50	0,84	6,00	0,58	0,74	0,36	0,04	6,30	0,28	0,010	0,41	2,59	0,08	22	760	2	38	60	42	530	35	210	68	40	58	128	138	
SRT-07/26,55m	61,00	16,10	5,50	4,52	2,40	2,10	0,55	0,15	0,13	3,70	1,90	0,013	0,10	1,64	0,09	217	1000	7	98	52	48	470	130	210	40	48	71	108	156	HF
BE-287	64,60	10,00	2,00	14,13	4,60	0,81	0,39	0,31	0,28	0,05	0,02	0,35	0,21	2,17	0,12	14	350	68	136	50	50	170	16	110	70	35	60	100	88	

* MIB = meta-ígneas básicas; MII = meta-ígneas intermediárias; MB = metatufos básicos; NM = metamargas; NP = metapelitos; HF = hornfels.



LEGENDA

- Depósitos aluvionares (Quaternário)
- Granitóides equigranulares a porfíroides (Proterozóico Superior a Eopaleozóico)
- Filitos (metapelitos)
- Xistos (metapelitos)
- Anfibolitos (meta-ígneas básicas); biotita-hornblenda xistos (metatufos básicos)
- Rochas calciossilicáticas (metamargas e metadolomitos silicosos)
- Quartzitos ferruginosos (metachertes)

Obs.: Corpos de meta-ígneas intermediárias e hornfelses não são mapeáveis na escala

- Contatos geológicos
- Falha
- Estradas principais
- Ponto de amostragem
- Furo de sondagem

- 1 - SRT-01
- 2 - SRT-02
- 3 - SRT-03
- 4 - SRT-04
- 5 - SRT-05
- 6 - SRT-06
- 7 - SRT-07
- 8 - SRT-08
- 9 - SRT-09
- 10 - SRT-10
- 11 - SRT-11
- 12 - M-200E-630N
- 13 - DO-71
- 14 - ZK-11
- 15 - PB-130
- 16 - PI-224
- 17 - PI-243
- 18 - BE-287

FIGURA 1 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO LITOLÓGICA E DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

(Fonte: IPT, 1985, modificado)

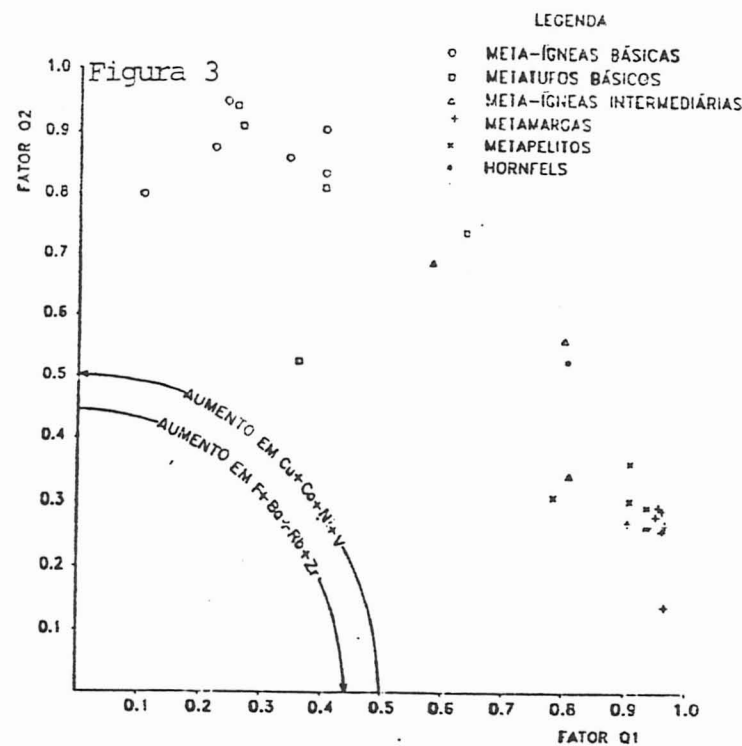
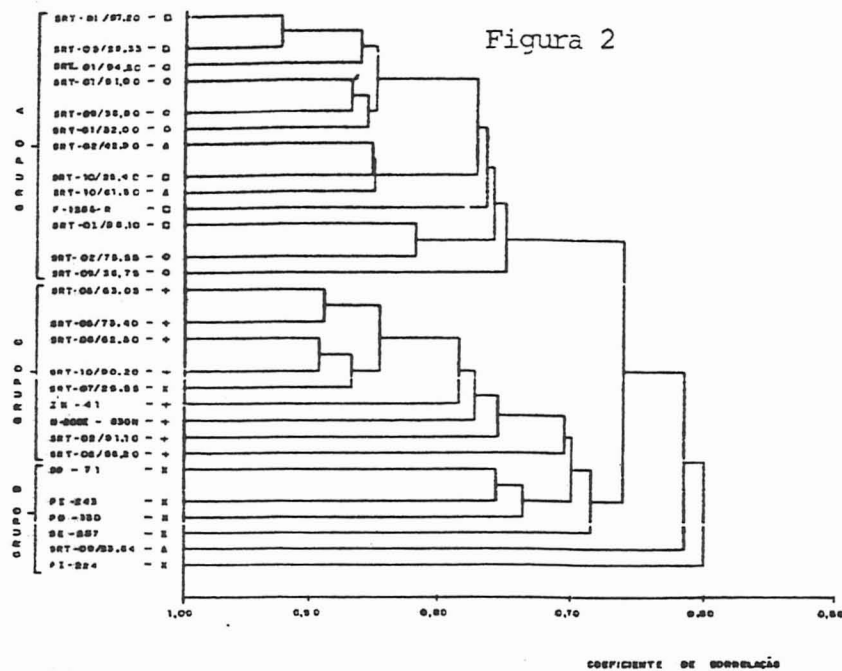


Figura 2- Dendrograma. Elementos maiores e traço. Legenda idem à figura 3.

Figura 3- Representação das cargas fatoriais Q_1 e Q_2 dos elementos-traço.

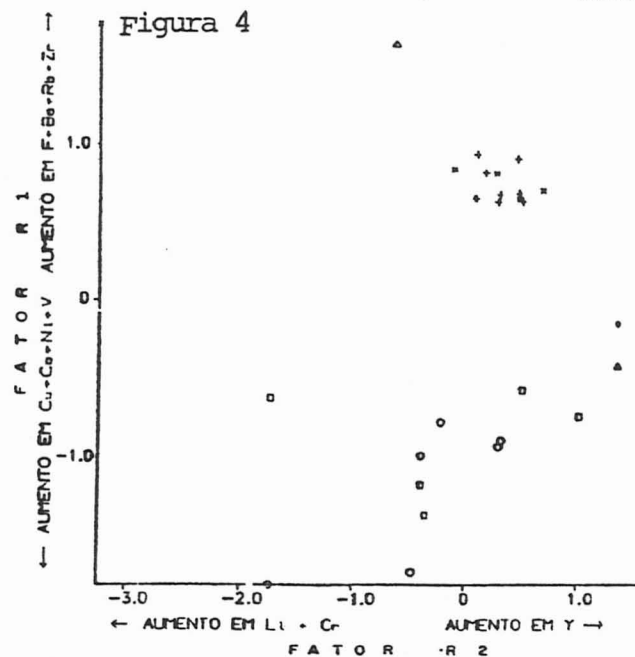
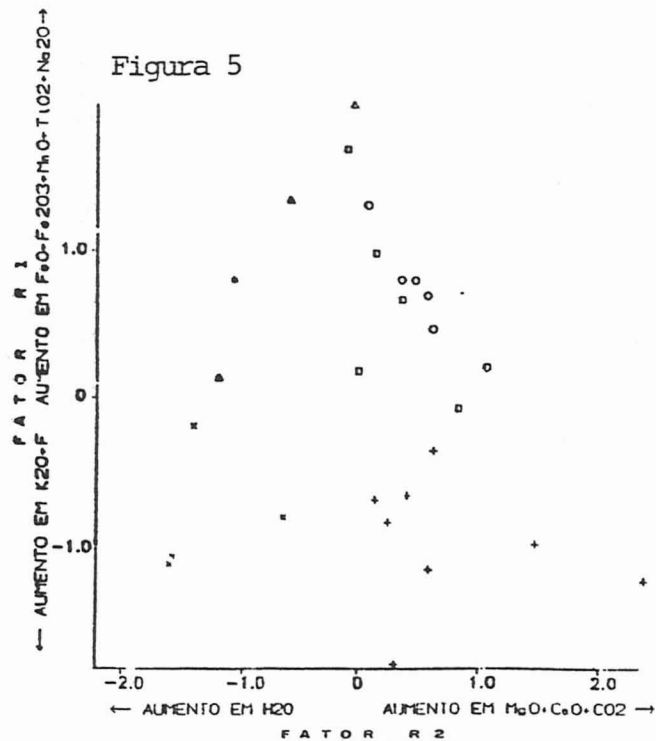


Figura 4- Diagrama dos planos dos fatores R_1 e R_2 para elementos-traço. Legenda idem à figura 3.

Figura 5- Diagrama dos planos dos fatores R_1 e R_2 para elementos maiores. Legenda idem à figura 3.

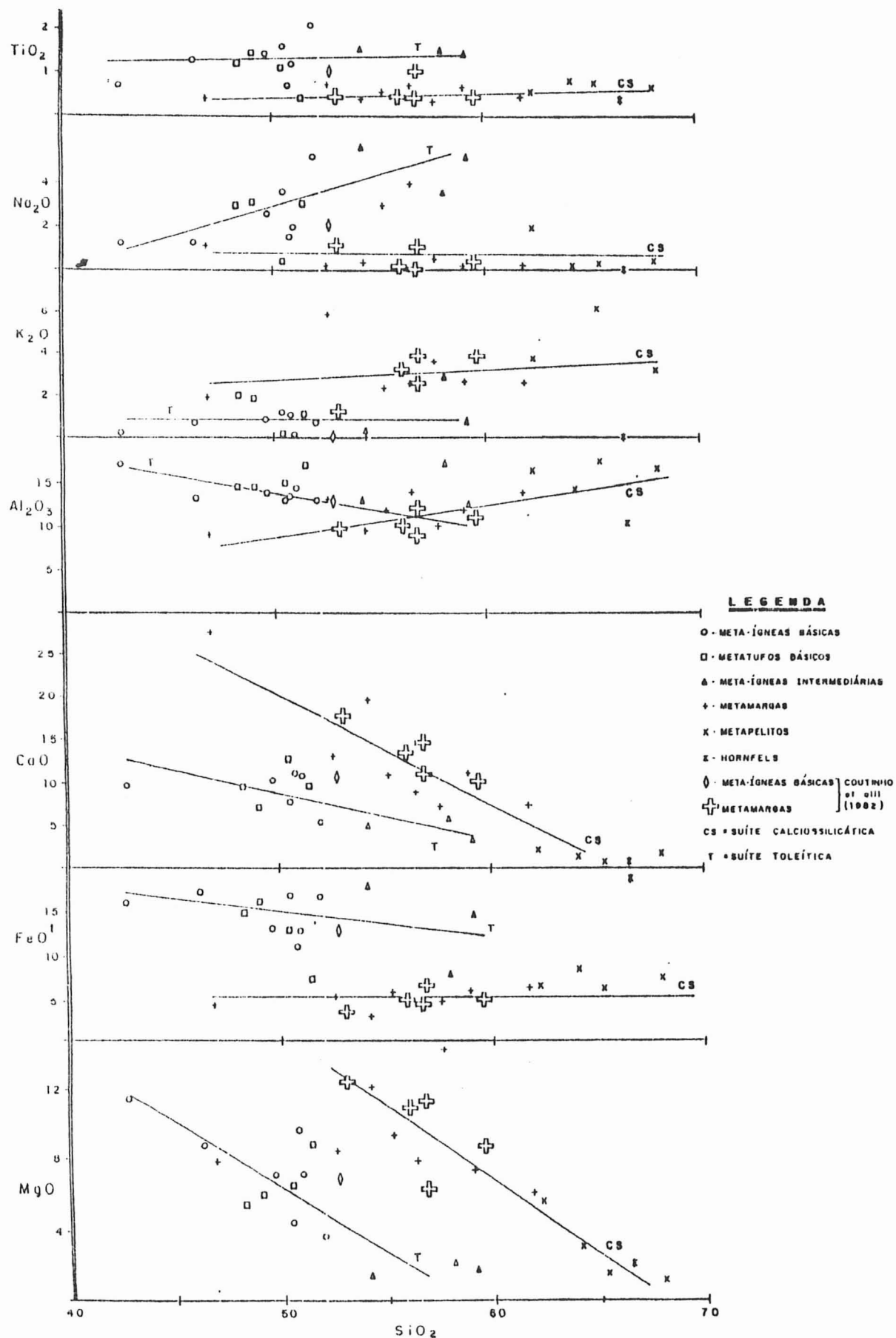


Figura 6 - Diagramas de Harker (1909)

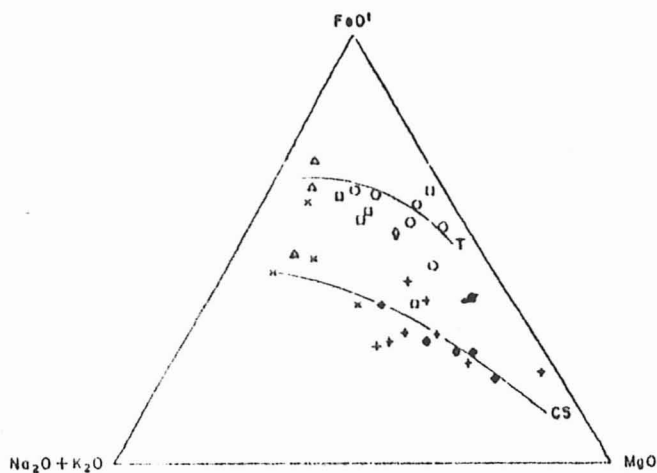


Figura 7- Diagrama AFM. legenda da idem à Figura 8.

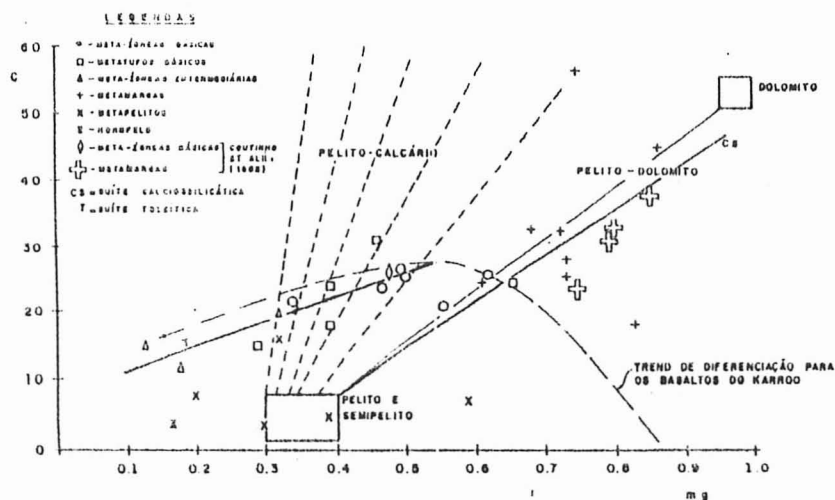


Figura 8- Projeção dos valores de $\bar{c}$ versus $\bar{mg}$ de Niggli no diagrama de Leake (1964).

A = CAMPO DOS
ORTO-ANFIBOLITOS

B = CAMPO DOS
PARA-ANFIBOLITOS

u = SUÍTE TOLEÍTICA DE
ITABERABA

i = SUÍTE CALCIOSSILICÁTICA
DE ITABERABA

o = AMOSTRA SRT-01-88, 10m

x = MÉDIA DE ANFIBOLITOS DE
JARAGUÁ (GOMES et al 1964)

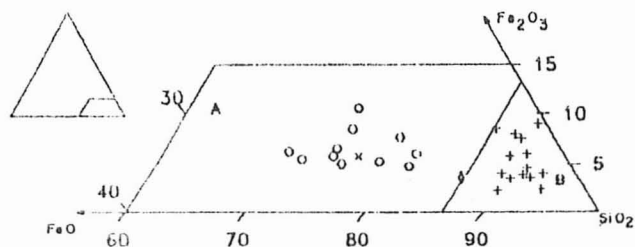


Figura 9- Diagrama para discriminação entre orto e para-anfibolitos (Gökhale & Gothe, 1978).

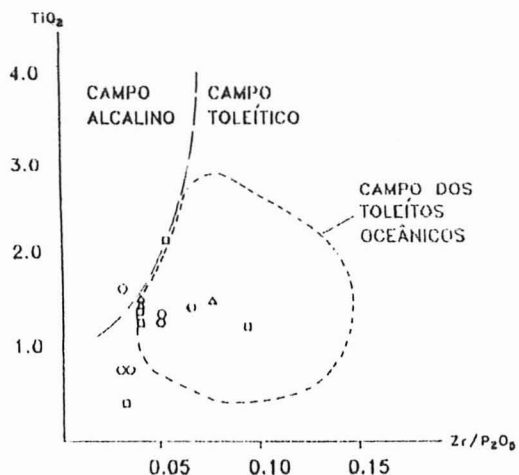


Figura 10- Diagrama $Zr/P_2O_5 \times TiO_2$ (Floyd & Winchester, 1975).
Legenda idem à Figura 8.

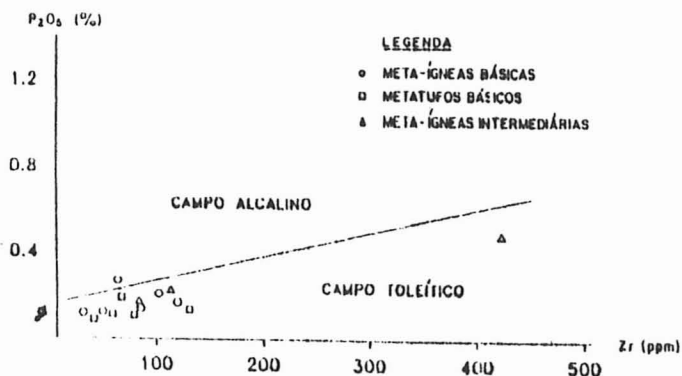


Figura 11- Diagrama $Zr \times P_2O_5$ (Floyd & Winchester, 1975).

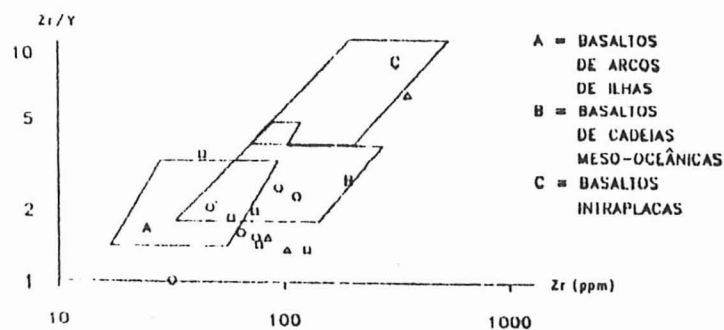


Figura 12- Diagrama $Zr \times Zr/Y$ (Pearce & Norry, 1979). Legenda idem à Figura 11.

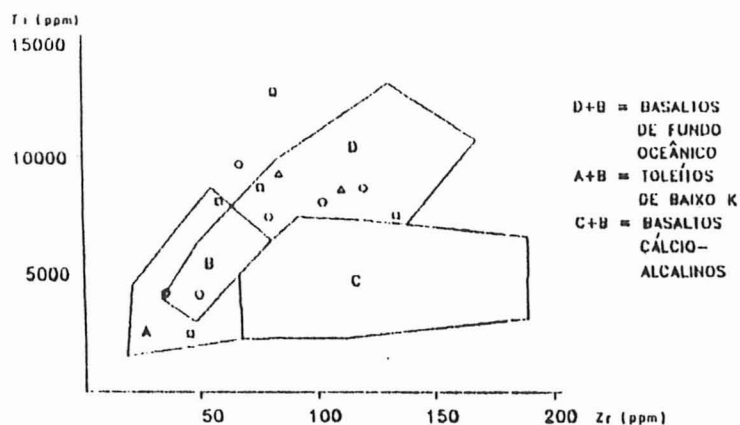


Figura 13- Diagrama $Zr \times Ti$ (Pearce & Cann, 1973). Legenda idem à Figura 11.

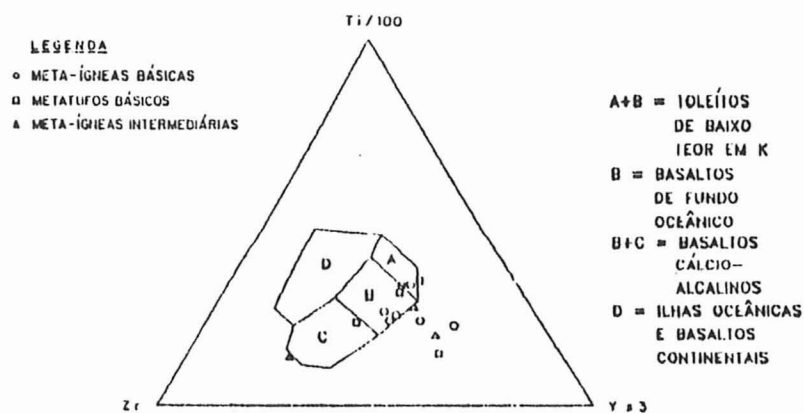


Figura 14- Diagrama $Ti - Zr-Y$ (Pearce & Cann, 1973).

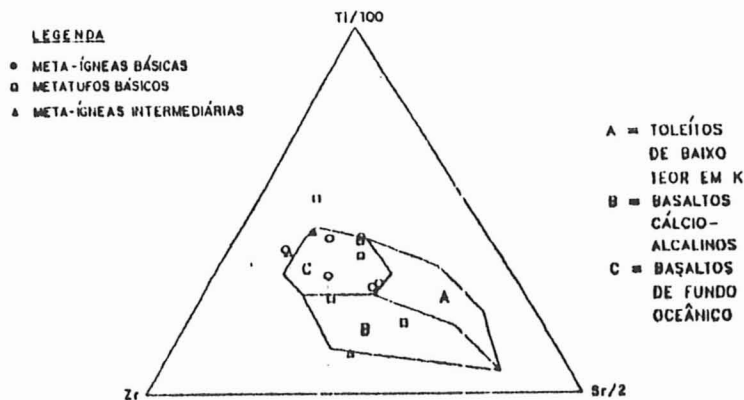


Figura 15- Diagrama $Ti - Zr-Sr$ (Pearce & Cann, 1973).