

EFEITOS TERMAIS ASSOCIADOS AOS DIABÁSIOS MESOZÓICOS DA BACIA DO PARANÁ

Por

VICENTE A. V. GIRARDI
Departamento de Mineralogia e
Petrologia

ADOLPHO JOSE MELFI
Departamento de Geologia Geral
SÉRGIO E. DO AMARAL
Departamento de Geologia Geral

RESUMO

Foram estudados no presente trabalho efeitos termiais provocados por intrusões de sills e diques de diabásio, relacionados ao magmatismo basáltico da bacia do Paraná, nas regiões de Paulínia, Assistência, Taguaí e Itapeva, SP.

As associações mineralógicas observadas permitiram inferências tão somente quanto às temperaturas mínimas de recristalização, à exceção de Itapeva onde a paragênese observada permitiu estimar o clímax do evento termal em cerca de 740-820°C, correspondente a 500-1000 bars de PH_2O .

Análises químicas e mineralógicas dos hornfels formados permitiram ressaltar aspectos relativos às rochas originais, particularmente no caso de Paulínia, onde se comparou o hornfels a vários sedimentos argilosos do Grupo Tubarão.

Todos os hornfels estudados têm pequenas auréolas de contato, formadas de rochas de granulação fina, que não exibem diminuição da granulação com o aumento de distância do contato. Essas feições são analisadas e discutidas.

ABSTRACT

This paper deals with hornfels produced by sills and dikes related to the basaltic activity of the Paraná Basin. The studied samples come from the Paulínia, Assistência, Taguaí and Itapeva regions, in the State of São Paulo.

In Itapeva, the temperature attained during the recrystallization is estimated at about 740-820°C, corresponding to 500-1000 PH_2O . The mineralogical paragenesis of the remaining group of hornfels provides information only about the minimum temperatures of recrystallization.

From chemical and mineralogical analyses, some inferences were made about the nature of the parent rocks, particularly in the Paulínia occurrence.

All the studied hornfels have small contact aureoles, consisting of fine-grained rocks which show no grain size decrease with increasing distance from the contact. These features are analysed and discussed.

INTRODUÇÃO

Nos vários trabalhos existentes sobre a geologia e petrologia das rochas basálticas da bacia do Paraná (Leinz, 1949; Melfi e Girardi,

1962; Cordani e Vandoros, 1967; Schneider, 1964; Rüegg, 1970 e 1976; Leterrier et al, 1972; Sartori et al, 1975) raríssimas são as referências sobre os fenômenos de contacto. As poucas informações existentes dizem respeito geralmente

a transformações sofridas por arenitos da formação Serra Geral; recristalizações, silicificações e formação de diques de arenitos, que foram estudadas por Leinz, 1937; Melfi e Girardi, 1962; Wernick, 1966; Suguio e Fulfaro, 1974. Tais dados, embora interessantes sobre o ponto de vista geológico, pouco auxiliam na obtenção de informações sobre a intensidade dos efeitos metamórficos, visto apresentarem mineralogia e composição química desfavoráveis para esse fim. Alguns dados sobre metamorfismo causado por intrusões de diabásio em sedimentos paleozóicos são fornecidos por Amaral (1971), no seu estudo sobre a Formação Irati.

O presente trabalho foi elaborado objetivando-se reunir algumas informações sobre efeitos termais em sedimentos encaixantes das rochas basálticas intrusivas, procurando-se para isso analisar exemplos onde a paragênese mineralógica e os dados pudessem dizer algo a respeito das condições físicas do metamorfismo e das modificações sofridas pelas rochas sedimentares e metassedimentares.

Os exemplos estudados referem-se ao Estado de São Paulo, especificamente às regiões de Paulínia, Assistência, Taguaí e Itapeva (Fig. 1).



FIGURA 1 - Mapa de Localização das Amostras Estudadas

DADOS GEOLÓGICOS E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

Todos os exemplos estudados, à exceção do proveniente de Itapeva, referem-se a sedimentos paleozóicos pertencentes ao Grupo Tubarão e à Formação Irati. Do ponto de vista estratigráfico a Formação Irati capeia os sedimentos do Grupo Tubarão, de idade permocarbonífera e é recoberta pela Formação Estrada Nova

de idade permiana. No Estado de São Paulo, as formações Irati e Estrada Nova constituem o Grupo Passa Dois.

Na região de Paulínia ocorre um importante sill de diabásio, de espessura variável entre 50 e 120 metros. Na área estudada não se têm dados precisos sobre a espessura; porém acredita-se que tal valor esteja próximo ao mínimo acima citado. Esse corpo encontra-se encaixado

em sedimentos do Grupo Tubarão. Na Rodovia Campinas — Cosmópolis, entre a base do sill e os sedimentos permocarboníferos, ocorre uma banda hornfêlica, de espessura atingindo até cerca de 3 metros. Trata-se de uma rocha de cor preta, compacta, de granulação muito fina, e exibindo por vezes indícios da estratificação reliquiar do sedimento. As amostras coletadas provieram da citada rodovia, logo após a ponte do Rio Atibaia. Seu estudo mostrou grande homogeneidade mineralógica. Para efeito de comparação foram também coletadas, na mesma rodovia, amostras do argilito sotoposto ao hornfels. Cumpre salientar que tais amostras não exibem qualquer sinal de eventual efeito termal do magma basáltico, não estando sequer endurecidas. Ainda para efeitos comparativos, serão citadas as amostras de argilitos do Grupo Tubarão dos Municípios de Campinas e Sumaré analisadas por Paiva Neto e Nascimento (1955).

Na região de Assistência ocorre hornfels carbonático pertencente à Formação Irati. Possui cerca de 3 metros de espessura e ocorre logo acima de sill de diabásio com aproximadamente 25 metros de espessura, o qual está colocado entre a base da Formação Irati e o topo do Grupo Tubarão. Cumpre acrescentar que não se nota, a exemplo do observado na ocorrência de Paulínia, aumento de granulação do hornfels à medida que se aproxima do contacto. Na Formação Irati, ocorre por vezes o caso inverso, ou seja, minerais mais distantes chegam a ter dimensões maiores (0,05-0,1 mm) que os próximos à intrusão (0,01-0,02mm). Também neste caso o efeito termal do diabásio não deve ter sido considerável, pois acima dos três metros de dolomito recristalizado ocorrem camadas de folhelhos, cujo único efeito termal é assinalado através da perda da foliação, tornando-se a rocha dura e compacta, não havendo porém, formação de qualquer mineral metamórfico. Assim, o efeito total do metamorfismo óptico nesta região não ultrapassa alguns metros.

A região de Taguaí mostra características geológicas muito semelhantes às de Assistência. Ocorrem também dolomitos e folhelhos da Formação Irati afetados por dois sills de diabásio, tendo uma deles cerca de 113 metros de espessura, sendo o outro, o inferior, de espessura des-

conhecida. Este foi o responsável pelos efeitos metamórficos à semelhança do exemplo anterior, tendo a recristalização ocorrido em camada de dolomito de pequena espessura, provavelmente de 2 a 3 metros.

O último exemplo citado no presente trabalho provém da região de Itapeva. Trata-se de xenólito de dolomito pré-cambriano superior pertencente ao Grupo Açunguí, englobado por dique de diabásio contendo cerca de 50 metros de espessura e orientado segundo a direção N 30° W. Tal hornfels foi denominado pencaito por Guimarães (1952).

MINERALOGIA E PETROGRAFIA

a) Hornfels de Paulínia e argilitos do Grupo Tubarão

O hornfels de Paulínia possui densidade 2,7. Sua composição mineralógica mostra cordierita como mineral mais abundante, ocorrendo hiperstênio e biotita subsidiariamente, e em quantidades menores, quartzo, plagioclásio e raros opacos. A granulação é sempre finíssima (0,04-0,11 mm) e a textura granoblástica. Por vezes o quartzo tende a concentrar-se em camadas, refletindo provavelmente estratificação reliquiar do sedimento. As cordieritas são os minerais mais grosseiros das rochas. Suas dimensões estão ao redor de 0,11 mm. Os cortes basais são pseudo-hexagonais e quando há geminação, esta é cíclica segundo (110). Numerosos cristais apresentam-se alterados em mineral micáceo e opacos finamente divididos, que se concentram principalmente em suas partes centrais. Esses minerais foram objeto de estudos ópticos e estruturais, através da medida de índices de refração antes e após aquecimento a 1000°C, bem como, pela medida de ângulo axial e do índice de distorção da estrutura hexagonal (Δ). Tais dados, relacionados a estudos de Miyashiro (1957) e Schairer e Schairer (1961), permitiram classificar as cordieritas como "sub-distorcidas" de baixa temperatura e contendo alto teor em magnésio (Girardi, Coutinho e Valarelli, 1965).

Os hiperstênios têm $N_z = 1,710$ e sua granulação estimada através de dimensão máxima exibida através de secções primáticas atinge 0,06 mm.

A biotita é representada através de minúsculas plaquetas amarelo acastanhadas, cujas dimensões giram em torno de 0,004 mm.

Quartzo e plagioclásios possuem dimensões ao redor de 0,10 mm.

Os plagioclásios têm composição ao redor de $A_{n_{38}}$.

Os argilitos coletados junto a este hornfels (estrada Paulínia — Cosmópolis) são constituídos essencialmente por caolinita e quartzo, contendo pequena quantidade de mica subsidiária. Sua densidade é 2,53.

Os demais argilitos estudados foram descritos por Paiva Netto e Nascimento (1955), que os denominaram genericamente taguás. Tais rochas exibem, segundo esses autores, predominância de caolinita, ocorrendo subsidiariamente minerais do grupo das montmorilonitas.

b) Hornfels de Assistência

Caracterizam-se pela granulação fina ($\pm 0,02$ mm) e textura granoblástica. Compõem-se essencialmente de diopsídio, ocorrendo subsidiariamente raros opacos. Foram também observados alguns minerais maiores (± 3 mm), esparsos na rocha e ocupando cavidades. Trata-se de apofilita, cuja presença reflete a ocorrência de atividades hidrotermais após o metamorfismo. Sob condições análogas, entre os planos da estratificação, ocorre esporadicamente a hidromagnesita, contudo, muito rara.

c) Hornfels de Taguaí

As rochas exibem incipiente bandejamento, refletido por quantidades predominantes, ora de diopsídio, ora de clorita. A textura é granoblástica e a granulação é fina ($\pm 0,02$ mm).

d) Hornfels de Itapeva

Calcita e brucita predominam nestas rochas, sendo a dolomita subsidiária. A textura é granoblástica e a granulação fina ($\pm 0,05$ - $0,3$ mm). Os carbonatos são mais grosseiros (0,3 mm em média). Brucita entremeia-se a eles sem formar zonas de concentração. Possui granulação mais fina ($\pm 0,05$ mm) e ocorre comumente sob a forma de cristais equidimensionais, cujos contornos devem refletir a forma dos periclásios

primários. Placas alongadas são maiores e bem mais raras.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O METAMORFISMO

a) Região de Paulínia

A análise química da amostra H-1 de hornfels (Tabela 1) foi colocada em diagrama A C F (Figura 2) inicialmente com o intuito de se ter idéia do tipo de sedimento pré-metamórfico. Como resultado verificou-se que esse ponto está muito próximo dos argilitos ou folhelhos relativamente pobres em Al_2O_3 . Notou-se também que a paragênese observada, ou seja, cordierita-hiperstênio-biotita-plagioclásio-quartzo, corresponde à paragênese do fácies piroxênio-hornfels (Miyashiro, Fig. 11-1, pg. 301, 1975), situando-se a análise referente ao hornfels de Paulínia (ponto H-1) no subtriângulo cordierita-piroxênio-plagioclásio, mais próximo do vértice da cordierita.

As temperaturas mínimas a que essas rochas foram submetidas poderiam ser relacionadas com as temperaturas que marcam o aparecimento de ortopiroxênio a baixas pressões. De acordo com Akella e Winkler (1966) e Choudhuri e Winkler (1967) tais temperaturas seriam 665-690°C (± 100 °C) a pressão de 500 bars. Tal valor para pressão é adotado no presente caso, pois corresponde a uma profundidade de 2 km ou pouco menos (considerando-se $P_{Total} = P_{Fluido}$), compatível com as condições geológicas locais.

Procurou-se em seguida comparar as análises químicas disponíveis dos sedimentos do Grupo Tubarão com a do hornfels em questão. Essa observação foi efetuada através do diagrama A C F (Figura 1) e mais rigorosamente calculando-se as M.S.C. ("modified standart cells"). Tal método (Chidester, 1962) constitui uma visão modificada da cela de Barth (1948), que contém 160 átomos de oxigênio e aproximadamente 100 cátions. De acordo com Chidester (1962) o uso da M.S.C. é preferível, pois tal cela é definida por um volume constante de $2064,8 \times N^{-1} \text{ cm}^3$, onde N é o número de Avogadro. Empregando-se a M.S.C. os íons contidos em volumes constantes de rocha são comparados (Tabela 2).

Tabela 1 – Análises Químicas das Rochas Estudadas

	H – 1	A – 2	T – 1	T – 2	T – 3	D – 1	D – 2	P – 1
SiO ₂	64,54	44,47	59,00	55,20	50,40	54,43	44,43	1,30
Al ₂ O ₃	15,62	32,76	18,80	18,70	18,80	1,10	5,48	0,30
FeO	4,78	0,70	3,30	3,70	0,40	0,98	0,17	–
Fe ₂ O ₃	2,38	2,18	4,00	5,20	10,40	0,62	2,78	0,10
TiO ₂	0,94	1,28	1,80	1,90	1,20	0,06	0,34	–
CaO	0,85	0,06	0,90	0,70	0,35	22,20	11,96	36,00
MgO	2,76	0,08	0,65	0,60	0,25	11,91	21,17	23,40
Na ₂ O	2,83	<0,01	1,37	1,00	0,30	<0,01	<0,01	
K ₂ O	3,70	0,62	4,18	4,80	2,60	1,08	0,02	
MnO			0,03	0,04	0,10			
H ₂ O ⁺	1,00	12,81	4,00	5,60	8,00	7,14	9,19	9,90
H ₂ O ⁻	0,15	4,62	2,80	3,00	6,40			
CO ₂							3,76	29,00

H – 1 – Hornfels de Paulínia (Analista J.S. Barone)
 H – 2 – Argilito de Paulínia (Analista J.S. Barone)
 T-1 – T-2 – Argilitos de Campinas (Paiva Netto e Nascimento, 1955)
 T – 3 – Argilito de Sumaré (Paiva netto e Nascimento, 1953)
 D – 1 – Hornfels de Assistência (Analista J.S. Barone)
 D – 2 – Hornfels de Taguaí (Analista J.S. Barone)
 P – 1 – Pencatito de Itapeva (Guimarães, J.E.P., 1952)

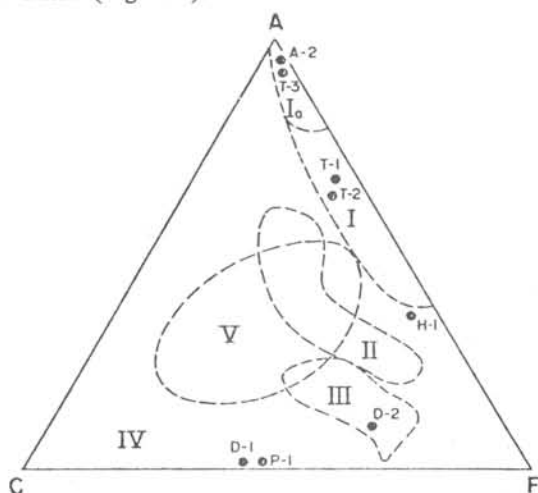
Tabela 2 – Número de átomos na M.S.C.

	H – 1	A ₂	T ₁	T ₂	T ₃
Si ⁴⁺	60,4	38,8	53,2	50,2	46,0
Ti ⁴⁺	0,6	0,8	1,2	1,3	0,8
Al ³⁺	17,3	33,8	19,9	20,0	20,2
Fe ²⁺	3,7	0,5	2,5	2,9	0,3
Fe ³⁺	1,7	1,4	2,7	3,5	7,2
Ca ²⁺	0,9	0,1	0,9	0,7	0,3
Mg ²⁺	3,8	0,1	0,9	0,8	0,3
Na ⁺	5,0	–	2,5	1,7	0,6
K ⁺	4,4	0,7	4,8	5,5	3,0
H ⁺	6,2	74,4	24,1	34,0	48,3
Fe total	5,4	1,9	5,2	6,4	7,5

O resultado dessas comparações evidenciaram inicialmente profundas diferenças entre o hornfels e o argilito (A₂) coletado junto a ele. Com efeito, são flagrantes as diferenças existentes em quase todos os elementos presentes, o que leva a concluir ser altamente improvável serem sedimentos semelhantes a estes produtores

do hornfels em questão, a menos que trocas metassomáticas de grande monta tenham ocorrido. Este não parece ser o caso, pois não há sinais de zonas metassomáticas adjacentes ao diabásio. Além disso, os dados encontrados na literatura, desse tipo de fenômeno, envolvendo rochas não calcárias e intrusivas máficas e ultramáficas di-

zem respeito principalmente à movimentação de cálcio (Coleman, 1967; Challis, 1965) ou sódio (Agrell, 1939; Davies, 1956), o que não bastaria para explicar as enormes diferenças do presente exemplo. Também o argilito proveniente de Sumaré (amostra T-3) guarda consideráveis diferenças com H-2 e situa-se a exemplo de A-3 no campo dos argilitos e folhelhos ricos em alumínio (Figura 2).



I - Argilitos e folhelhos; Ia - Argilitos e folhelhos ricos em Alumínio; II - Grauwacas; III - Rochas de composição básica; IV - Calcários; V - Margas.

FIGURA 2 - Composição química dos hornfels estudados e de sedimentos do Grupo Tubarão plotados em diagrama A C F. Os campos I, Ia, II, III, IV e V foram compilados de Miyashiro (1975) e Winkler (1976). H-1 - Hornfels de Paulínia; A-2 - Argilito de Paulínia; T-1 e T-2 - Argilitos de Campinas; T-3 - Argilito de Sumaré; D-1 - Hornfels de Assistência; D-2 - Hornfels de Taguai; P-1 - Pentacito de Itapeva.

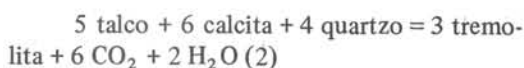
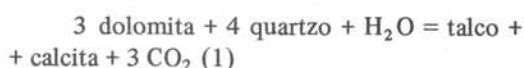
As amostras de argilitos provenientes de Campinas (T₁ e T₂) possuem composições mais próximas a H-1. As maiores diferenças residem nos conteúdos de Mg, Na, Ti e Si; notadamente em magnésio, o que provoca o distanciamento entre os pontos observados no diagrama A C F, visto serem os teores de ferro total semelhantes (Tabela 2).

Assim sendo, é possível que sedimentos algo semelhantes a estes, possivelmente mais ricos em smectitas e talvez em quartzo tenham sido os formadores do hornfels em questão.

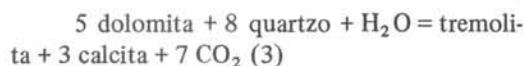
b) Região de Assistência

A posição da amostra D-1 no diagrama A C F (Figura 2) é inteiramente condizente com

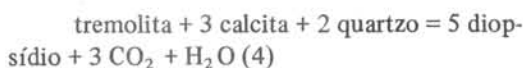
sua composição original dolomítica, colocando-se muito próximo dos pontos ocupados por dolomita ou diopsídio (C = 50, F = 50) nesse diagrama. Com relação às condições metamórficas, as seguintes observações podem ser tecidas: teoricamente, dois são os tipos de reações que conduzem à formação de diopsídio a partir de dolomitos silicosos. O primeiro envolve a presença de H₂O na fase fluída e com o aumento progressivo de temperatura suceder-se-iam as seguintes reações:



Com alta proporção de CO₂/H₂O na fase fluída poder-se-ia ter tremolita diretamente a partir de quartzo, dolomita e H₂O (Metz e Trommsdorff, 1968):



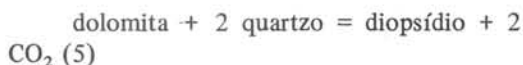
Com aumento de temperatura pode-se formar diopsídio, tanto a partir da reação (2) como da (3).



As reações acima são comuns em metamorfismo progressivo de dolomitos silicosos e têm sido observadas tanto no âmbito regional, como em auréolas de contato (Miyashiro, 1975).

O equilíbrio desta última reação foi estudado por Metz (1970) e Skippen (1974) que apresentam respectivamente valores mínimos de 475° e 400°C e máximos de 525° e 450°C, para XCO₂ variando de 0,2 a 1,0. Tais temperaturas referem-se a P_{fluído} de 500 bars, aqui considerada, a exemplo de Paulínia, face à situação geológica local.

O segundo tipo de reação implica em presença de fase fluída composta inteiramente de CO₂. Talco e tremolita, ambos hidratados, não se formariam, e ter-se-ia:



O equilíbrio dessa reação, a 500 bars, seria 450°C (Metz, 1970) ou 440°C (Skippen, 1974).

No caso estudado, o fato de ter-se somente diopsídio na amostra impossibilita saber-se qual a reação formadora.

O fato de Amaral (1971) não assinalar qualquer ocorrência de tremolita, quer na área referida, quer nas adjacentes, poderia sugerir ser a reação (5) a mais provável. Não há, porém, fatos conclusivos, e a mineralogia extremamente pobre dessas amostras pode, consideradas as reações acima citadas, apenas indicar temperaturas mínimas de 400°C, que dadas as condições geológicas descritas devem ter sido largamente ultrapassadas.

c) Região de Taguaí

A composição química do hornfels de Taguaí (amostra D-2) mostra considerável aumento nas quantidades de Al_2O_3 e MgO quando comparada à de Assistência (Tabela 1 e Figura 2). Verifica-se portanto que a rocha original, ou seja um dolomito impuro, pode ocupar em termos de diagrama A C F, posições semelhantes à de rochas básicas; fato aliás comum em anfíbolitos, que, quer derivados de rochas básicas, quer provenientes de dolomitos impuros, podem apresentar a mesma composição química em termos de elementos principais.

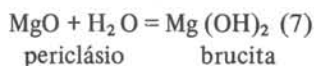
A composição mineralógica dessa rocha (diopsídio-clorita) também não permite maiores inferências de natureza geotermométrica. É sabido que, na ausência de quartzo, cloritas formadas em dolomitos metamorfizados persistem em altas temperaturas até os limites superiores do fácies anfíbolito (Trommsdorf e Schwander, in Winkler, 1976).

d) Região de Itapeva

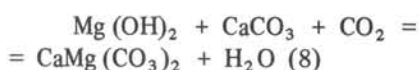
As evidências texturais do dolomito de Itapeva indicam que durante a recristalização ocorreu inicialmente a seguinte reação:



Houve posteriormente hidratação do periclásio:



Na rocha em questão ocorre, como já vimos, além da brucita, dolomita e calcita. Esse fato pode ser explicado de dois modos: Turner (1965) mostrou que nos mármore de Ben Bullen, a dolomita existente forma coroas em torno de brucita e, face a esse fato, explica sua formação através de reação com temperatura decrescente a partir da brucita:



A segunda explicação implicaria em admitir-se que a dolomita existente estaria em equilíbrio com calcita, em razão da equação (6), havendo posteriormente hidratação de brucita a temperaturas mais baixas. No caso presente acredita-se ser esta hipótese a mais provável, visto estarem calcita e dolomita nas secções delgadas estudadas, em aparente equilíbrio. Esta situação permite inferências pouco melhora a respeito do clímax do evento termal. Segundo Winkler (1976) a reação (6) deve ocorrer com alto teor de CO_2 salvo quando o dolomito forma bandas muito finas, intercaladas com outras rochas, de modo a haver condições de permeabilidade para permitir a circulação de H_2O baixando conseqüentemente a temperatura de equilíbrio. Esta não é a situação geológica da amostra estudada, que consoante se descreveu aparece sob a forma de lente dolomítica pura englobada por diabásio. Face a esse fato, acredita-se lícito admitir XCO_2 no mínimo igual a 0,5. Face à situação geológica, sugere-se pressão total (admitida igual à pressão de fluídos) da ordem de 500 a 1000 bars (cerca de 2 a 4 km de profundidade). Assumindo-se esses valores ter-se-ia equilíbrio na faixa de 740 – 820°C (Metz, 1970; Harker e Tuttle, 1955; Winkler, 1976).

c) Feições comuns às áreas estudadas

Em todas as regiões estudadas no presente trabalho, os efeitos metamórficos de contato dos diabásios provocaram feições comuns tais como: auréolas de contato muito estreitas, restritas a poucos metros, granulação muito fina dos hornfels e praticamente uniforme, não ocorrendo em nenhum caso diminuição da gra-

nulação com aumento da distância do contato, fato comum a muitos fenômenos de contato (Spry, 1976). A pequena espessura dessas auréolas deve-se relacionar com os valores modestos quer de espessura, quer de profundidade de intrusão dos corpos básicos. É possível, que em razão de sua pequena espessura, o equilíbrio textural tenha sido alcançado rapidamente nessas auréolas, não ocorrendo aumento de granulação com a distância. A granulação fina dos hornfels indica altos valores de nucleação relativos ao crescimento dos cristais. Tal fato é atribuído por vários autores (Hyndman, 1972) ao rápido aumento de temperatura causado pelo magma que permite a formação de grande número de núcleos. Segundo Spry (1976) a nucleação inicialmente aumenta e depois decresce exponencialmente com a temperatura. Assim, se uma rocha for recristalizada a temperatura elevada constante, ocorrem duas fases sucessivas, com predominância de nucleação e de cresci-

mento de cristais, o que conduz à formação de rocha relativamente grosseira. Adotando-se esse raciocínio para o caso em questão, conclui-se que a temperatura não deve ter sido mantida alta o tempo suficiente para provocar formação de cristais grosseiros. O tempo de recristalização relativamente pequeno é, aliás, perfeitamente compatível com as pequenas espessuras dos corpos intrusivos (Jaeger, 1957). Outro fato que pode ser correlacionado com a granulação fina é a provável pobreza de água ao tempo da recristalização, fenômeno que inibe a difusão, facilitando a nucleação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo suporte financeiro e ao Dr. José Epitácio Passos Guimarães, que gentilmente cedeu amostras do pencafito de Itapeva.

BIBLIOGRAFIA

- AGRELL, S.O. – 1939 – The adinoles of Dinas Head, Cornwall, *Mineral. Mag.*, 25: 305 – 307.
- AKELLA, J. e WINKLER, H.G.F. – 1966 – Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12: 1-12.
- AMARAL, S.E. – 1971 – Geologia e Petrologia da Formação Iratí (Permiano) no Estado de São Paulo, *Bol. I.G.A., USP*, 2: 1-81.
- BARTH, T.F.W. – 1948 – Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations, *J. Geol.*, 63 (4), 50-60.
- CHALLIS, G.A. – 1965 – High – temperature contact metamorphism at the Red Hills Ultramafic Intrusion – Wairan – Valley – New Zeland, *J. Petrol.*, 6: 395-419.
- CHIDESTER, A.H. – 1962 – Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North Central Vermont – U.S. Geol. Prof. Paper, 345; 207 pp.
- CHOUDHURI, A. e WINKLER, H.G.F. – 1967 – Anthophyllit und hornblende in einigen metamorphen reaktionen – *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14: 239-315.
- COLEMAN, R.G. – 1967 – Low temperature reactions zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1247, 49 pp.
- CORDANI, U.G. e VANDOROS, P. – 1967 – Basaltic rocks in Paraná Basin, in *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, ed. por J.J. Bigarella, Univ. Federal do Paraná, 151 pp.
- DAVIES, R.G. – 1956 – The Pen – Y – gader dolerite and its metasomatic effects on the Llyn – Y – gader sediments, *Geol. Mag.* 93: 153 – 172.
- GIRARDI, V.A.V., COUTINHO, J.M.V. e VALARELLI, J.V. – 1965 – Estudo óptico e roentgenográfico das cordieritas de Paulínia, SP e Serra do Navio, Amapá – *Ciência e Cultura*, 17 (2): 133-134.
- GUIMARÃES, J.E.P. – 1952 – Ocorrência de pencafito em Itapeva, São Paulo – *Bol. Soc. Bras. Geol.* 1 (1): 23-29.
- HARKER, R.I. e TUTTLE, O.E. – 1955 – Studies in the systems CaO – MgO-CO₂, part. 2; Limits of solid solution along the binary join, CaCO₃ – MgCO₃, *Am. J. Sci.*, 253: 274 – 282.
- HYNDMAN, D. W. – 1972 – Petrology of igneous and metamorphic rocks – 1a ed. – McGraw – Hill, Inc., 533 pp.
- JAEGER, J.C. – 1957 – The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet, *Am. J. Sci.*, 255: 306 – 318.

- LEINZ, V. – 1937 – Observações nos contatos de diabásio com sedimentos. – Serv. Geol. e Min., Notas preliminares e estudos, nº 7: 13 – 16.
- LEINZ, V. – 1949 – Contribuições à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil, Bol. Univ. de São Paulo, Fac. Fil. Cienc. e Letras, 103, Geol. 5, 61 p.
- LETERRIER, J. de LA ROCHE, H. e RUEGG, N.R. – 1972 – Composition chimique e parenté tholéitique des roches basaltiques du Bassin du Paraná. C.R. Acad. Sc. Paris., 274: 1772 – 1775.
- MELFI, A.J. e GIRARDI, V.A.V. – 1962 – Ocorrência de um “sill” de diabásio no arenito Botucatu, Município de Igarapava, S.P. – Bol. Soc. Bras. Geol. 11 (2): 55 – 70.
- METZ, P.W. – 1970 – Experimentelle Unterchung der metamorphose Kieseling dolomitschen Sedimenten. – Contr. Mineral. and Petrol., 28: 221 – 250.
- METZ, P.W. e TROMMSDORFF, V. – 1968 – On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites – Contr. Mineral. Petrol., 18: 305 – 309.
- MIYASHIRO, A. – 1957 – Cordierite – andialite relations – Am. J.Sci., 255: 43 – 62.
- MIYASHIRO, A. – 1975 – Metamorphism and metamorphic belts – 2ª ed. – UnWin Brothers Limited – Great Britain, 492 pp.
- PAIVA NETTO, J.E. e NASCIMENTO, A.C. – 1955 – Contribuição ao estudo de alguns taguás do Estado de São Paulo – Cerâmica, vol. 2: 50 – 76.
- RUEGG, N.R. – 1970 – A composição química das rochas basálticas da bacia do Paraná (América do Sul) e de outras Províncias basálticas gonduânicas equivalentes, Memória e Notícias. 70: 26 – 85, Museu e Laboratório da Univ. de Coimbra e do Centro de Estudos Geológicos.
- RUEGG, N.R. – 1976 – Características de distribuição e teor de elementos principais em rochas basálticas da Bacia do Paraná – Bol. I.G., USP, 7: 81 – 106.
- SARTORI, P.L., MACIEL FILHO, C. e MENEGOTTO, E. – 1975 – Contribuição ao estudo de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na região de Santa Maria, R.S. – Rev. Bras. Geoc., 5: 141 – 159.
- SCHAIRER, W. e SCHAIRER, J.F. – 1961 – Composition and structural states of anhydrous Mg – Cordierites: A re-investigation of the central part of the system MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – Journ. Petrol., 2 (1): 324 – 406.
- SCHNEIDER, A.W. – 1964 – Contribuição à petrologia dos derrames basálticos da Bacia do Paraná. Univ. Rio Grande do Sul, Esc. Eng. Publ. avulsa nº 1 – Porto Alegre, RS.
- SKIPPEN, G.B. – 1974 – An experimental model of low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marbles – Am. J.Sci., 274: 487 – 509.
- SPRY, A. – 1976 – Metamorphic Textures – 3ª ed. Pergamon Press Ltda – Great Britain, 350 pp.
- SUGUIO, K. e FULFARO, V.J. – 1974 – Diques clásticos e outras feições de contato entre arenitos e basaltos da Formação Serra Geral – An. XXVIII Congr. Bras. Geol., 2: 107 – 112.
- TURNER, F.J. – 1965 – Note on the genesis of brucite in contact metamorphism of dolomite, Beitr.Mineral. Petrol., 11: 393 – 397.
- WERNICK, E. – 1966 – A silicificação do Arenito Botucatu na quadrícula de Rio Claro – Bol.Soc.Bras.Geol., 15 (1): 49 – 57.
- WINKLER, H.G.F. – 1976 – Petrogenesis of metamorphic rocks – 4ª ed. – Springer Verlag – New York, 329 pp.