Revista Brasileira de Geociências 19(1):37-50, março de 1989

ESTUDO GEOQUÍMICO E PETROLÓGICO DOS ANFIBOLITOS DA REGIÃO DE CÁSSIA, MG

CIRO TEIXEIRA CORREIA* e VICENTE ANTÔNIO VITÓRIO GIRARDI*

ABSTRACT GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL STUDY OF THE AMPHIBOLITES FROM CÁSSIA REGION, MG. The orthoamphibolites of the Cássia Region, Minas Gerais State, belong to two different groups distinguished by their TiO_2 contents (average contents 2.67% and 1.06% respectively). The titanium-rich group (ATi) is also characterized by higher contents of P_2O_5 and incompatible elements (La, Nb, V, Zr, Ce, and Zn). The titanium-poor group is slightly enriched in SiO_2. The remarkable differences in incompatible element ratios between ATi and BTi (e.g., 4-, 5- and 11-fold for Ce/Y, Zr/Nb and Y/La, respectively) indicate that the parent basaltic rocks of both groups were not derived either by fractional crystallizatin or by partial melting from a homogeneous source. It is suggested that the parent basaltic rocks of ATi and BTi were related to chemically heterogeneous mantles materials. The clear discrimination of both groups in the Ti-Zr-Y diagram is attributed to geochemical characteristics of their genesis and does not necessarily indicate different geotectonic environments. Metamorphic grade in the Cássia region increases from SSW to NNE. In the amphibolites, progressive metamorphism is indicated by increase in the anorthite content of plagioclase; by changes of colour and composition of the amphiboles, which vary from tschermakitic hornblendes (green) to edenitic hornblendes (brownish-green to brown); and by increase in the pyrope content of garnet. The temperatures obtained through geothermometry of the amphibolites vary from 650°C to slightly greater than 725°C. Minimum pressures are estimated at around 6.5 kb.

RESUMO Os ortoanfibolitos da Região de Cássia, Estado de Minas Gerais pertencem a dois grupos diferentes, distinguidos pelo seus conteúdos em TiO_2 (conteúdo médias 2,67% e 1,06% respectivamente). O grupo rico em titânio (Ati) é também caracterizado pelo alto conteúdo de P_2O_5 e elementos incompatíveis (La, Nb, V, Zr, Ce e Zn). O grupo pobre em titânio é ligeiramente enriquecido em SiO_2. As notáveis diferenças nas proporções de elementos incompatíveis entre ATi e BTi (4, 5 e 11 vezes para Ce/Y, Zr/Nb e Y/la, respectivamente) indicam que as rochas basálticas originais de ambos os grupos não são derivadas nem por cristalização fracionada ou por fusão parcial de uma fonte homogênea. Isto sugere que as rochas basálticas originais de ATi e BTi estavam relacionadas a materiais heterogêneos do manto. A clara discriminação de ambos os grupos no diagrama de Ti-Zr-Y é atribuída a características geoquímicas de suas gênese e não necessariamente indicam diferentes ambientes geotectonicos. O grau metamórfico na região de Cássia aumenta de SSW para NNE. Nos anfibolitos o metamorfismo progressivo é indicado pelo incremento no conteúdo de amortita do plagioclásio; pelas mudanças de cor e composição dos anfibolios, os quais variam de hornblendas tschermakíticas (verde) para hornblendas edeníticas (verde-acastanhado para castanho), e pelo incremento de piropo da granada. As temperaturas obtidas através da geotermometria dos anfibolitos varia de 650°C para ligeiramente superior que 725°C. As pressões mínimas são estimadas em torno de 6.5 Kb.

INTRODUÇÃO No decorrer dos estudos geológicos da região de Cássia. Correia (1986) assinalou a presença de anfibolitos ortoderivados associados a metamorfitos do Grupo Araxá. A área em estudo pertence à folha topográfica de Cássia, MG, que foi catalogada no IBGE como integrante da Carta do Brasil pela sigla SF-23-V-A-A-VI-1, sendo seus limites os meridianos 47°00' e 46°45' de longitude oeste e os paralelos 20°45' e 20°30' de latitude sul (Fig. 1).

O presente trabalho tem por objetivo o estudo geoquímico e petrológico desses anfibolitos. Procurou-se estudar principalmente a natureza das rochas originais, as possibilidades da existência de relação entre a geoquímica e os prováveis ambientes geotectônicos, e as condições metamórficas e geotermométricas.

GEOLOGIA E METAMORFISMO As unidades estratigráficas pré-cambrianas presentes na região correspondem aos Grupos Araxá e Canastra (Barbosa 1955, Barbosa *et al.* 1966, 1970) e ao embasamento (Correia *et al.* 1982, Correia 1986). Estas unidades (Fig. 2), situadas em faixa de dobramento de evolução Uruaçuana, encontram-se limitadas a oeste da área em questão pelos sedimentos da Bacia do Paraná, a sul pelo Maciço Mediano de Guaxupé, conforme definição de Almeida *et al.* (1976) e, mais a leste, pelo Cráton do São Francisco (Almeida 1977).

As rochas do embasamento compreendem gnaisses granodioríticos a tonalíticos, ortoderivados e gnaisses

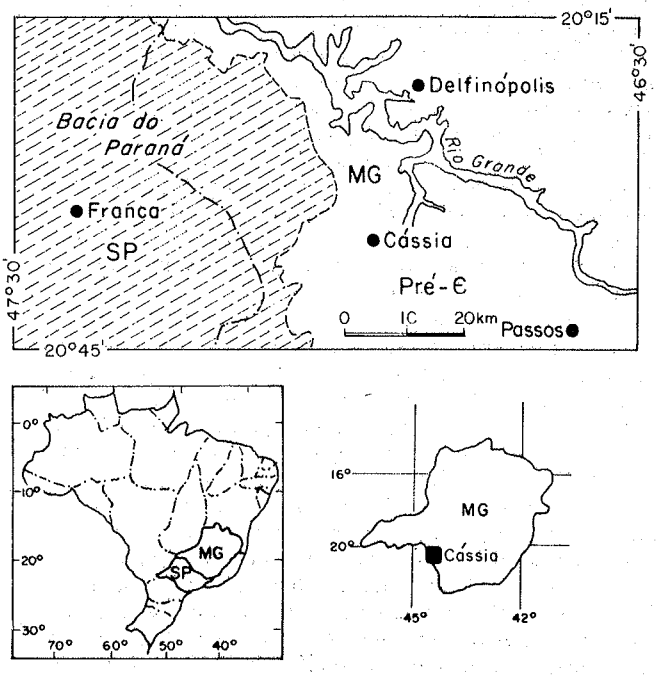

Figura 1 – Localização da folha de Cássia, MG
Figure 1 – Location of the Cássia region, MG

* Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, CEP 05508, São Paulo, SP.

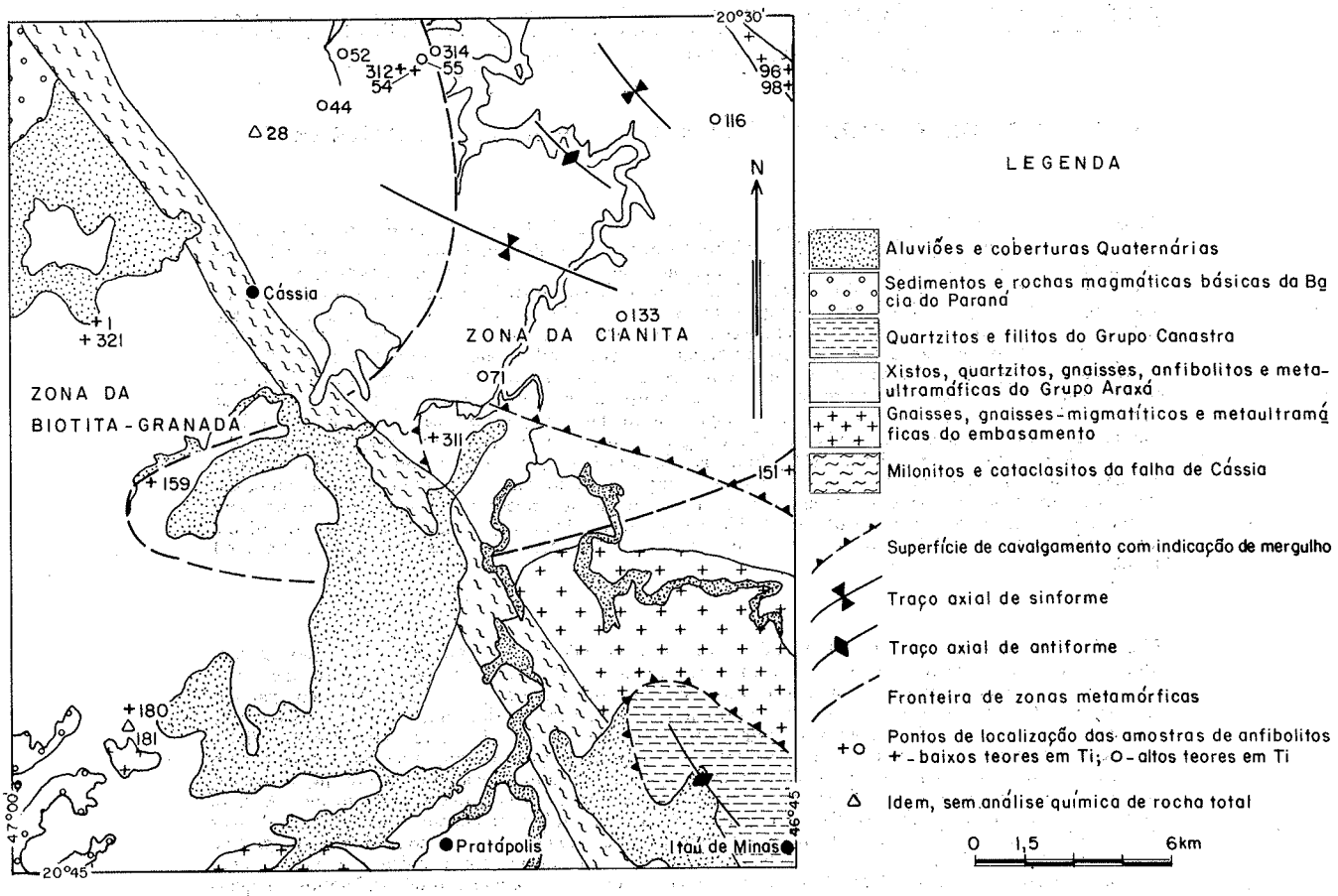

Figura 2 – Mapa geológico da região de Cássia, MG
Figure 2 – Geological map of the Cássia region, MG

migmatíticos. Intercalações restritas de metaultramafitos encontram-se nos gnaisses granodiaríticos a tonalíticos.

Xistos, quartzitos, gnaisses e subsidiariamente metatexitos, metaultramafitos, anfibolitos, protominérios de Mn e rochas cataclásticas são os litotipos do Grupo Araxá, enquanto filitos, moscovita e sericita quartzitos representam o Grupo Canastra.

No Grupo Araxá, os litotipos predominantes são xistos, seguidos pelos quartzitos, que chegam a formar possantes corpos que atingem centenas de metros de espessura com intercalações de termos mas pelíticos. Subsidiariamente ocorrem gnaisses, tendo os demais litotipos representação significativamente mais restrita.

As relações de contato entre os embasamento e os grupos Araxá e Canastra na área são provavelmente tectônicos, em função das relações de campo e das evidências de significativo tectonismo, representado por vários falhamentos, destacando-se a espessa zona de cisalhamento da falha de Cássia, com movimentação principal de caráter transcorrente e sentido levógiro (Oliveira *et al.* 1983), e as falhas de empurrão situadas na porção SE de Folha, como as que limitam o antiforme de Itaú (Teixeira 1978) aí localizado.

A orientação geral dos metassedimentos do Grupo Araxá na região é N20° - 40°W com mergulhos moderados para SW ou NE. Nestas rochas a superposição de estruturas indicam no mínimo duas fases deformacionais, o que também ocorre no Grupo Canastra, enquanto nas rochas do embasamento são observadas pelo menos três fases deformacionais.

Análises rediométricas (Correia *et al.* 1982) mostram idades transamazônicas ou mais antigas para as rochas do embasamento. Idades brasilianas, Rb-Sr, de 760a referem-se aos metatexitos do Grupo Araxá, enquanto análises K-Ar datam entre 580 e 644a o fechamento dos sistemas minerais para difusão do Ar, ou para a difusão isotópica a nível de rocha total, para o sistema Rb-Sr.

O mapa da figura 2 mostra a distribuição das zonas de metamorfismo progressivo da biotita-granada e da cianita, limitadas pela isógrada deste mineral, nas rochas pelito-psamíticas do Grupo Araxá, na área. A configuração dessas zonas metamórficas, somada às caracteristicas texturais dos minerais e litotipos mapeados (Oliveira *et al.* 1983, Correia 1986) e em particular às propriedades ópticas e químicas dos minerais em associação nos anfibolitos, apresentadas a seguir, indicam aumento do metamorfismo em direção à porção N-NE da região.

Segundo Correia (1986), o grau metamórfico que atingiu as rochas do embasamento e do Grupo Araxá varia do grau médio ao alto de Winkler (1977); ou do fácies epídoto-anfibolito a anfibolito de Miyashiro (1978); ou, ainda, caracterizando o fácies anfibolito de Turner (1981). Já as rochas do Grupo Canastra são descritas como pertencentes ao grau metamórfico baixo de Winkler (*op. cit.*) ou fácies xisto verde de Turner (*op. cit.*).

MÉTODOS ANALÍTICOS Para determinações químicas de minerais utilizou-se o equipamento ARL (Applied Research Laboratories) do Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, equipado com três espectrômetros e três pares de cristais, respectivamente LiF/ADP, LiF/ADP, e LiF/RAP. Por este método, foram analisados plagioclásios, anfibólios, piroxênios e granadas nas seguintes condições de instrumentação: potencial de aceleração de 15 kV, corrente de amostra 0,03 μA, tempo de integração da contagem de 10 segundos e diâmetro de feixe eletrônico de aproximadamente 10 μ. Os

padrões utilizados foram os pertencentes à coleção do laboratório, tendo-se sempre procurado, para cada mineral e elemento, utilizar o padrão mais semelhante possível à amostra analisada. Foram executadas correções nos dados analíticos para *drift, background* e efeitos diferenciais da matriz (absorção atômica, número atômico, fluorescência secundária), utilizando-se, para tanto, dos programas de computação *slave* e Bence & Albee (1968). Para a distribuição entre FeO e F_2O_3, em anfibólios e piroxênios, utilizou-se o programa de Papike *et al.* (1974) baseado nas possibilidades estequiométricas desses minerais.

Em relação aos plagioclásios e anfibólios, os valores encontrados nas tabelas e gráficos correspondem, para cada amostra, à média aritmética de 10 grãos por amostra e de seis no caso das granadas e piroxênios, sendo que para todos os minerais o resultado de cada grão corresponde, por sua vez, à média aritmética de três determinações em suas bordas e três em seu núcleo. Tais valores não são apresentados separadamente, pois, em geral, não comportam diferenças significativas.

As composições químicas de elementos maiores e menores de rocha total foram obtidas no Laboratório de Fluorescência de Raios X da Universidade de Ferrara, Itália. Das amostras, após moagem em moinhos de ágata e aquecimento para perda de água, foram confeccionadas pastilhas de pó por prensagem durante 30 segundos à pressão de 60 bar, em invólucro contendo ácido bórico, que constitui a parte externa e manipulável da pastilha levada para análise em aparelho Phillips automático.

OS ANFIBOLITOS Os anfibolitos restrigem-se ao Grupo Araxá. Constituem corpos geralmente lenticulares com contatos concordantes e abruptos em relação aos xistos Araxá, nos quais se encontram alojados. Suas espessuras raramente são centimétricas, sendo mais comum os corpos métricos a decimétricos, que longitudinalmente podem alcançar algumas centenas de metros.

Petrografia Macroscopicamente, os anfibolitos apresentam folheação e, raramente, nas amostras com granulações mais finas são isótropos. Suas texturas são predominantemente granoblásticas e, nas amostras mais ricas em hornblenda, onde estas se encontram orientadas, nematoblásticas. Relitos de textura ígnea, sub-hipidiomórfica, são raros. Suas granulações são predominantemente finas e, mais raramente, médias, variando entre 10 μ e 5 mm, estando a dimensão média dos grãos por volta de 0,7 mm. Algumas amostras apresentam granada ou anfibólio levemente porfiroblásticos, porém, mesmo nestas, nunca ultrapassam a dimensão de 5 mm. Os contatos entre os grãos são em sua maioria lobulados ou por justaposição. Análises modais revelam que os minerais principais são hornblenda (27,5%-69,8%), plagioclásio (5,1%-30,5%), clinopiroxênio (0%-21,1%), granada (0%-25,2%), minerais do grupo do epídoto (0%-16,5%) e quartzo (0%-16,9%). Titanita, rutilo, opacos, apatita e zircão são acessórios e calcita, biotita, clorita e moscovita são minerais secundários, formados por retrometamorfismo. Em porcentagem, os acessórios geralmente não ultrapassam o limite de 4% do volume global das amostras.

A hornblenda ocorre em todas as amostras, como indivíduos euedrais e subedrais raramente porfiroblásticos. Seu pleocroísmo varia entre as seguintes fórmulas pleocróicas: X-verde-pálido, Y-verde, Z-verde-escuro e X-castanho-claro, Y-marrom-acastanhado e Z-marrom, respectivamente, nas amostras que sofreram maior ou menor grau metamórfico. As observações efetuadas sugerem a existência de duas gerações de hornblendas: uma em equilíbrio com clinopiroxênios e outra formada a partir desses minerais. Neste caso, é comum substituírem total ou parcialmente os clinopiroxênios, estando muitas vezes estes minerais preservados em seu núcleo. Mesmo quando o clinopiroxênio se encontra ausente, há evidências de substituição pela presença de pequenas inclusões de quartzo, em forma de gotas, no interior da hornblenda, que se originam devido ao excesso de sílica não incorporada na estrutura do anfibólio. Em algumas amostras, a hornblenda gera em pequenas proporções, por retrometamorfismo, minerais secundários como pequenos e fribrosos anfibólios da série tremolita-actinolita, epídoto, calcita, clorita e biotita.

O plagioclásio ocorre em grãos subedrais e mais comumente anedrais. Sua composição é muito variável, estando representados os termos oligoclásio, andesina, labradorita, bytownita e anortita. Raramente apresenta-se zonado. Em algumas amostras ocorre parcialmente saussuritizado, originando então, como minerais secundários, calcita, moscovita e epídoto. Normalmente está geminado segundo a lei da albita e, mais raramente, periclínio.

O clinopiroxênio apresenta-se em cristais subedrais e, mais raramente, euedral. É incolor ou com discreta coloração e pleocroísmo verde. Sua distribuição, nas amostras, costuma ser homogênea, mas ocorre também mais concentrados em delgados leitos e lentes submilimétricas. Gera clorita como mineral secundário e em algumas amostras encontra-se uralitizado.

A granada é raramente porfiroblástica, ocorre em grãos subedrais e menos comumente anedrais e com fraturamento característico. Ao longo das fraturas é freqüente estar substituída por clorita e, subsidiariamente, biotita. Não raro existe calcita secundária em seu interior ou nas bordas. Engloba comumente ilmenita, rutilo e titanita, além de praticamente todos os minerais principais da amostra, evidenciando formação prolongada além da dos demais minerais associados.

Dentre os minerais do grupo do epídoto, ocorrem clinozoisita e pistacita. Aparecem sob a forma de grãos euedrais e subedrais quando primários, e anedrais em intercrescimento simplectítico com plagioclásio e quartzo, quando secundários a partir da substituição parcial ou total do anfibólio.

O quartzo aparece em pequenas proporções. Os indivíduos são pouco desenvolvidos, geralmente xenomórficos e têm extinção levemente ondulante. Por vezes ocorre como mirmequitas em plagioclásio ou como pequenas e freqüentes inclusões gotiformes nos anfibólios. Em algumas amostras aparece concentrado em bandas.

Química Mineral *ANFIBÓLIOS* Os resultados das análises dos anfibólios da região constam da tabela 1. Correia (1986) classificou-os de acordo com os diagramas de Leake (1978) e constatou que a maioria dos espécimes ocupam os campos das hornblenda tschermakítica e da hornblenda ferro-pargasítica. Alguns anfibólios foram classificados como tschermakita, hastingsita magnesiana e magnésio-hornblenda. Os anfibólios mostram mudança de pleocroísmo com o aumento do teor em TiO_2. Os espécimes ricos nesse óxido exibem pleocroísmo castanho, que passa a verde nos tipos pobres em TiO_2, como observaram também Engel & Engel (1962), Gomes *et al.* (1972), Girardi (1978) e Miyashiro (1978). Como já se assinalou, na região em estudo há um aumento do grau metamórfico, passando-se da zona da biotita-granada para a zona da cianita. A figura 3 mostra que tal mudança é acompanhada pela variação da composição dos anfibólios, cuja tendência varia de tschermakítica a pargasítica nas regiões de mais alto grau.

PLAGIOCLÁSIOS A composição química dos plagioclásios varia de An_{17} a An_{91} (Fig. 4 e Tab. 2). Essa grande variação acompanha também a variação do grau metamórfico, situando-se os plagioclásios mais cálcicos na zona da cianita.

CLINOPIROXÊNIOS Os clinopiroxênios (Tab. 3) são salitas, à exceção de duas amostras, dentre as quais uma contém diopsídio (nº 181) e outra augita (nº 159), conforme já assinalou Correia (1986).

GRANADAS As granadas, cujos dados analíticos constam da tabela 4, são moléculas de grossulária e pirópo, esta mais abundante em anfibolitos da zona da cianita.

Geotermometria Com objetivo de determinar as condições de temperatura e pressão, nas quais se estabeleceram as paragêneses minerais da área, os geotermômetros de Spear (1981) e Graham & Powell (1984) foram aplicados às amostras de anfibolitos de Cássia.

Spear (*Op. cit.*) constata que a equação (1):

$$\underset{\text{albita}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{tremolita}}{Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} \rightleftarrows \underset{\text{edenita}}{NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2} + \underset{\text{quartzo}}{4SiO_2} \quad (1)$$

controla a partição do Na entre o plagioclásio e o anfibólio com o aumento do metamorfismo, tornando o plagioclásio progressivamente mais cálcico e o anfibólio, mais sódico. Observa, porém, que em paragêneses naturais a constante de equilíbrio desta reação não é compatível com a fórmula ideal da equação (2):

$$K_{id} = \frac{XNa(A)}{X\,\square(A)\,.\,X_{Ab}} \quad (2)$$

impedindo a correlação da composição do anfibólio com a do plagioclásio. Considera ainda que, devido apenas a possíveis erros no cálculo do XNa(A), as temperaturas estimadas para valores individuais do K_{id}, para um único par de anfibólio e plagioclásio de uma amostra, podem apresentar erros maiores que ±100°C. Em função desses problemas, Spear (1981) propõe um modelo empírico relacionando X_{Ab} no plagioclásio com Xna(A) anfibólio e a temperatura. Baseia-se,para tanto, no fato de esta partição ser regular e sistemática com o metamorfismo, embora não ideal.

Tabela 1 – Anfibolitos de Cássia, MG. Composições químicas dos anfibólios expressas em porcentagem em peso. Fórmulas estruturais calculadas na base de 23 átomos de oxigênio

Table 1 – Amphibolites of Cássia, MG. Chemical compositions of amphiboles (WT per cent). Number of ions on the basis of 23

	1–A	28–C	44–A	52–A	54–A	55–A	71–B	96–A	98–A	116–A	133–A	151–A	159–A	180–A	181–A
SiO_2	43,39	42,25	43,49	43,33	43,48	43,02	43,52	43,33	44,65	42,78	43,02	42,82	44,00	42,76	47,39
Al_2O_3	13,58	13,25	10,59	14,55	13,48	13,86	10,97	12,84	12,83	10,46	13,36	13,89	13,10	15,74	10,85
FeO	14,06	11,53	14,76	12,94	12,61	9,05	14,80	13,99	12,17	13,74	14,87	12,30	13,91	13,41	6,53
Fe_2O_3	1,41	4,97	2,22	3,18	2,95	5,44	3,40	2,97	1,73	4,86	1,54	3,49	0,77	3,35	3,11
MgO	10,23	10,51	10,86	10,10	10,55	11,98	10,50	10,17	11,96	11,02	9,97	10,60	10,51	9,27	15,91
MnO	0,29	0,17	0,18	0,16	0,50	0,14	0,17	0,11	0,25	0,10	0,30	0,11	0,21	0,33	0,21
TiO_2	0,70	0,11	1,62	0,95	0,99	0,78	1,42	1,06	0,82	1,71	1,15	1,10	0,74	0,84	0,55
CaO	12,08	13,34	12,84	11,75	12,44	12,30	12,23	12,37	12,42	12,25	11,44	12,05	13,29	10,97	12,30
Na_2O	1,48	1,83	1,89	1,30	1,32	1,19	1,74	1,57	1,86	2,03	1,89	1,24	1,44	1,73	1,21
K_2O	0,88	0,49	0,64	0,53	0,49	0,45	0,62	0,28	0,26	0,40	1,48	0,76	0,93	0,68	0,78
Σ	98,10	98,45	99,08	98,79	98,82	98,21	99,37	98,70	98,95	99,35	99,01	98,36	98,90	99,08	98,82
Si	6,413	6,248	6,440	6,323	6,360	6,262	6,426	6,379	6,472	6,329	6,355	6,290	6,452	6,242	6,708
Al^{IV}	1,588	1,752	1,560	1,677	1,640	1,738	1,574	1,621	1,528	1,671	1,646	1,710	1,548	1,759	1,292
Tet.	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,001	8,000
Al^{VI}	0,779	0,558	0,289	0,827	0,685	0,640	0,335	0,608	0,665	0,154	0,681	0,696	0,717	0,950	0,518
Fe^{2+}	1,738	1,426	1,828	1,579	1,543	1,101	1,828	1,723	1,475	1,700	1,837	1,511	1,706	1,637	0,773
Fe^{3+}	0,156	0,553	0.247	0,349	0,325	0,596	0,378	0,330	0,189	0,541	0,171	0,386	0,085	0,368	0,332
Mg	2,253	2,316	2,397	2,197	2,300	2,599	2,311	2,231	2,584	2,430	2,195	2,321	2,297	2,017	3,356
Mn	0,036	0,021	0,023	0,020	0,062	0,017	0,021	0,014	0,031	0,013	0,038	0,014	0,026	0,041	0,025
Ti	0,078	0,012	0,180	0,104	0,109	0,085	0,158	0,117	0,089	0,190	0,128	0,122	0,082	0,092	0,059
Oct.	5,041	4,886	4,963	5,076	5,023	5,038	5,030	5,023	5,033	5,027	5,049	5,048	4,912	5,104	5,063
X oct.	0,041	0,000	0,000	0,076	0,023	0,038	0,030	0,023	0,03	0,027	0,049	0,048	0,000	0,104	0,063
Ca	1.913	2,114	2,037	1,837	1,950	1,918	1,935	1,951	1,929	1,942	1,811	1,897	2,088	1,716	1,866
NaM_4	0,047	0,000	0,000	0,087	0,027	0,044	0,035	0,026	0,038	0,031	0,141	0,055	0,000	0,180	0,072
M_4	2,001	2,114	2,037	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,088	2,000	2,001
Na–A	0,378	0,525	0,543	0,281	0,348	0,292	0,463	0,422	0,485	0,551	0,400	0,298	0,409	0,310	0,260
K	0,166	0,092	0,121	0,099	0,091	0,084	0,117	0,053	0,048	0,076	0,279	0,142	0,174	0,127	0,137
A	0,544	0,617	0,664	0,380	0,439	0,376	0,580	0,475	0,533	0,627	0,679	0,440	0,583	0,436	0,397
Ca	32,40	36,10	32,54	32,73	33,66	34,14	31,86	33,04	32,21	31,98	30,99	33,11	34,28	31,96	31,12
Mg	38,16	39,55	38,28	39,13	39,70	46,26	38,05	37,78	43,15	40,02	37,57	40,51	37,71	37,56	55,99
Fe^{2+}	29,44	24,35	29,19	28,14	26,64	19,60	30,09	29,18	24,64	28,00	31,44	26,37	28,01	30,48	12,89
F_2O_3Max.	2,69	4,96	2,21	5,61	3,70	6,66	4,36	3,69	2,80	5,71	3,07	5,03	0,76	6,70	5,19
F_2O_3Min.	0,12	4,97	2,22	0,75	2,21	4,22	2,44	2,26	0,67	4,00	0,00	1,96	0,77	0,00	1,04
F_2O_3Med.	1,41	4,97	2,22	3,18	2,95	5,44	3,40	2,97	1,73	4,86	1,54	3,49	0,77	3,35	3,11

No diagrama da figura 5, de Spear (1981), foram locadas as amostras de Cássia, cujos parâmetros se encontram na tabela 5. Neste diagrama, linhas cheias representam regiões onde não se verificam intervalos de imiscibilidade entre anfibólios ou plagioclásios; linhas pontilhadas, por sua vez, conectam posições através de intervalos de imiscibilidade. As temperaturas representadas nas linhas sólidas referem-se às mais altas para o pico do metamorfismo das amostras estudadas por Spear (*op. cit.*). Círculos vazios são referentes às amostras de Cássia e seus alinhamentos, demarcados por traços e pontos, devem corresponder a isógradas cujas

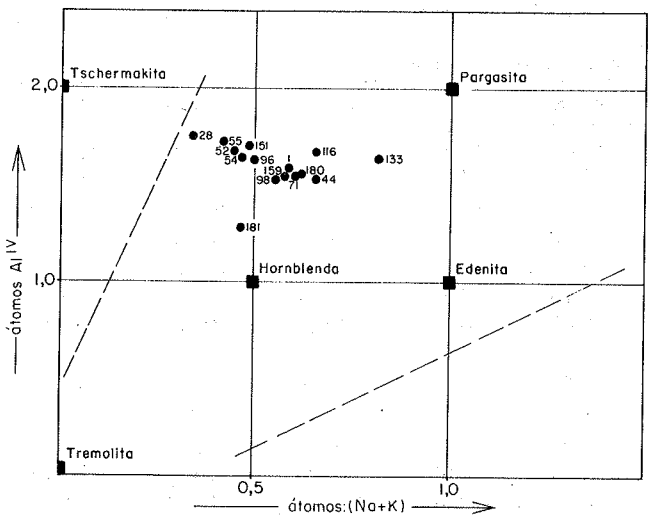

Figura 3 – Diagrama de Deer et al. *(1980) relacionando valores de Al^{IV} e Na + K para os anfibólios da região de Cássia*

Figure 3 – Amphiboles of the Cássia region plotted in the Al^{IV} – Na+K diagram after Deer et al (1980)

Tabela 2 – Anfibolitos de Cássia, MG. Composições químicas parciais dos plagioclásios expressas em porcentagem em peso

Table 2 – Amphibolites of Cassia, MG. Partial chemical compositons of plagioclases (Wt per cent)

AMOSTRA	ALBITA	ORTOCLÁSIO	ANORTITA	Σ
1-A	64,16	1,11	34,73	100,00
28-C	69,38	0,41	30,09	99,88
44-A	78,83	0,80	20,39	100,02
52-A	11,06	0,25	88,40	100,01
54-A	50,50	0,50	49,01	100,01
55-A	9,49	0,01	91,13	100,62
71-B	82,39	0,03	17,78	100,20
96-A	56,51	0,27	43,22	100,00
98-A	50,97	0,36	48,70	100,03
116-A	76,35	0,73	22,93	100,01
133-A	67,90	0,11	32,25	100,26
151-A	38,87	0,53	60,75	100,15
159-A	59,76	0,36	39,91	100,03
180-A	64,59	0,58	34,83	100,00

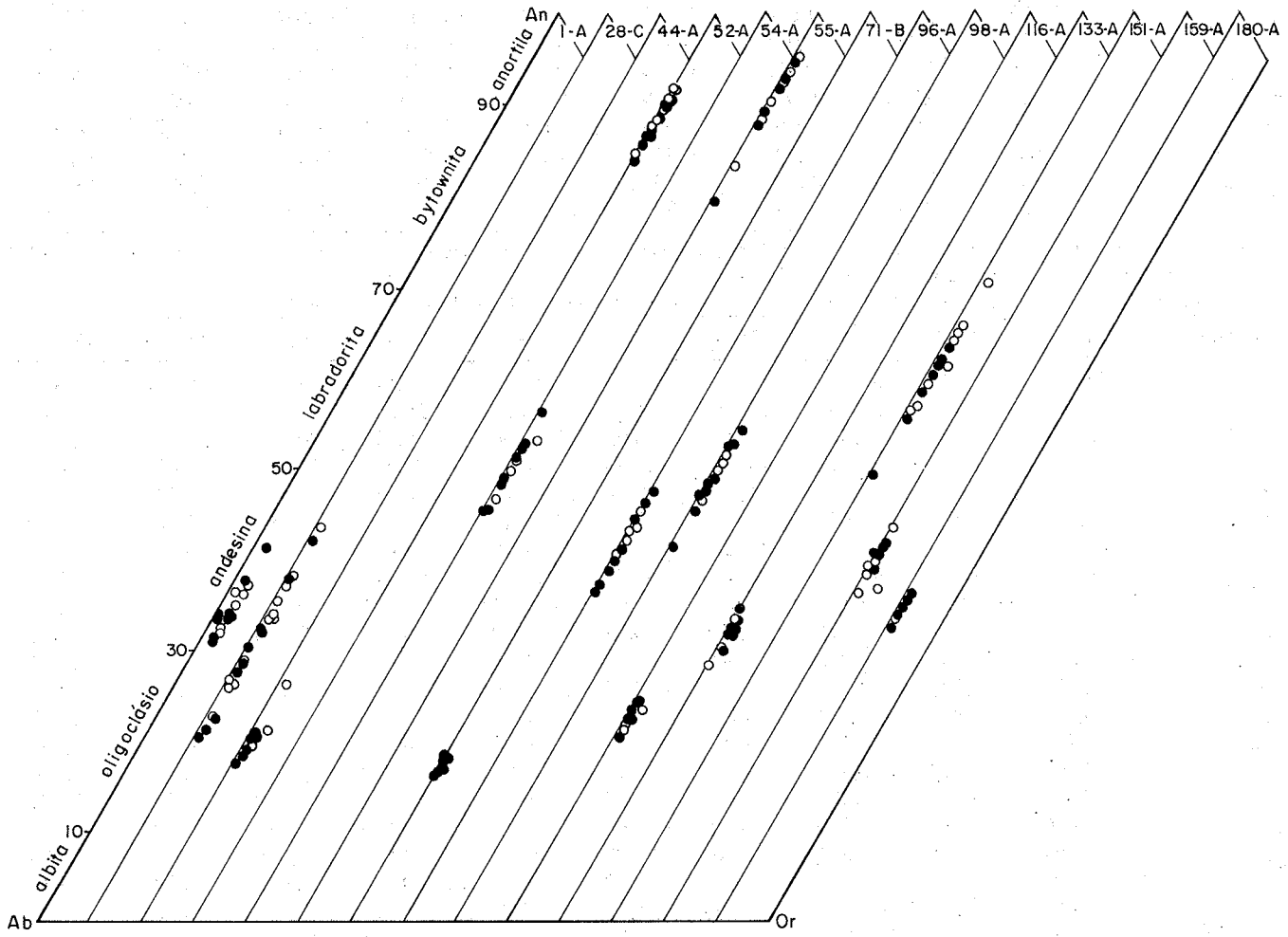

Figura 4 – Diagrama Ab-Or-An para os plagioclásios dos anfibolitos de Cássia. Círculos vazios e cheios referem-se, respectivamente, a dados analíticos de bordas e núcleos dos mineais

Figure 4 – Compositional variation of plagioclases of the Cássia region, in terms of Or-Ab-An. Symbols: circles= borders; dots= cores of the minerals

Tabela 3 – Anfibolitos de Cássia, MG. Composições químicas dos clinopiroxênios expressas em porcentagem em peso. Fórmulas estruturais calculadas na base de seis átomos de oxigênio

Table 3 – Amphibolites of Cassia, MG. Chemical composition of clinopiroxenes (Wt per cent). Number of ions on the basis of 6

AMOSTRA	1–A	28–C	44–A	71–B	96–A	98–A	116–A	159–A	181–A
SiO_2	51,59	49,65	49,67	51,10	50,89	51,94	52,12	56,32	52,67
Al_2O_3	1,61	6,08	2,38	1,27	2,16	2,18	1,94	1,36	1,79
FeO	7,96	8,16	7,15	7,11	7,05	7,97	10,66	10,83	2,67
Fe_2O_3	1,36	1,26	5,03	2,48	3,50	0,20	1,74	0,00	2,71
MgO	12,46	10,19	11,04	12,59	12,18	12,62	11,15	13,22	14,72
MnO	0,17	0,08	0,13	0,17	0,10	0,23	0,11	0,17	0,18
TiO_2	0,12	0,69	0,73	0,80	0,46	0,50	0,21	0,20	0,20
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	23,43	22,09	22,05	23,35	23,52	22,70	22,09	16,86	23,81
Na_2O	0,31	1,14	1,07	0,81	0,49	0,60	0,77	0,43	0,77
Σ	99,02	99,34	99,24	99,68	100,35	98,94	100,78	99,39	99,52
Si	1,953	1,869	1,892	1,927	1,908	1,956	1,955	2,077	1,945
Al^{VI}	0,047	0,131	0,107	0,056	0,092	0,044	0,045	0,000	0,055
Tet.	2,000	2,000	1,999	1,983	2,000	2,000	2,000	2,077	2,000
Al^{IV}	0,024	0,139	0,000	0,000	0,003	0,053	0,040	0,059	0,023
Fe^{2+}	0,252	0,257	0,228	0,224	0,221	0,251	0,334	0,334	0,082
Fe^{3+}	0,039	0,036	0,144	0,070	0,099	0,006	0,049	0,000	0,075
Mg	0,703	0,572	0,627	0,708	0,680	0,708	0,623	0,726	0,810
Mn	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,007	0,003	0,005	0,006
Ti	0,003	0,020	0,021	0,023	0,013	0,014	0,006	0,006	0,006
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Oct.	1,027	1,026	1,024	1,030	1,020	1,040	1,056	1,130	1,003
X oct.	0,027	0,026	0,024	0,030	0,020	0,040	0,056	0,130	0,003
Ca	0,950	0,891	0,900	0,944	0,945	0,916	0,888	0,666	0,942
Na	0,023	0,083	0,079	0,059	0,036	0,044	0,056	0,031	0,055
M_2	1,000	1,000	1,002	1,033	1,000	1,000	1,000	0,827	1,000
(Ca)Wo	49,88	51,82	51,30	50,31	51,17	48,85	48,11	38,58	51,35
(Mg)En	36,89	33,24	35,72	37,73	36,86	37,77	33,78	42,08	44,16
(Fe)Fs	13,23	14,94	12,98	11,96	11,97	13,38	18,11	19,34	4,49

Tabela 4 – Anfibolitos de Cássia, MG. Composições químicas das granadas expressas em porcentagem em peso. Fórmulas estruturais calculadas na base de 24 átomos de oxigênio

Table 4 – Amphibolites of Cassia, MG. Chemical composition of garnets (Wt per cent). Number of ions on the basis of 24

AMOSTRA	1–A	28–C	52–A	54–A	55–A	96–A	116–A	151–A	159–A	180–A
SiO_2	37,54	37,74	37,09	37,09	38,17	37,87	38,57	38,58	38,60	37,85
Al_2O_3	22,47	20,96	21,09	20,23	21,86	20,65	20,52	21,56	20,95	20,87
TiO_2	0,07	0,06	0,07	0,03	0,02	0,06	0,07	0,04	0,17	0,10
FeO	21,46	24,33	25,72	24,52	26,45	24,81	29,63	24,26	20,47	26,41
MnO	2,30	0,90	2,17	1,21	0,73	1,11	0,83	0,52	2,31	1,84
MgO	1,95	5,73	4,69	4,17	5,92	3,20	4,24	5,36	2,26	5,10
CaO	14,06	9,60	8,64	11,57	6,66	11,49	6,45	9,30	13,08	6,87
Σ	99,85	99,32	99,47	98,82	99,81	99,19	100,31	99,62	97,84	99,04
Si	5,897	5,936	5,889	5,929	5,959	6,015	6,081	6,011	6,137	6,000
Al^{IV}	0,103	0,064	0,111	0,071	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tet.	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,015	6,081	6,011	6,137	6,000
Fe^{2+}	2,818	3,201	3,415	3,278	3,452	3,295	3,907	3,161	2,721	3,502
Mn	0,306	0,120	0,292	0,163	0,097	0,150	0,111	0,069	0,311	0,248
Mg	0,455	1,345	1,109	0,993	1,378	0,757	0,996	1,246	0,536	1,205
Ca	2,367	1,617	1,470	1,982	1,115	1,956	1,089	1,553	2,228	1,166
Oct.	5,946	6,283	6,286	6,416	6,043	6,158	6,103	6,029	5,796	6,121
X oct.	0,000	0,283	0,286	0,416	0,043	0,158	0,103	0,029	0,000	0,121
Al^{VI}	4,057	3,821	3,836	3,740	3,981	3,866	3,812	3,960	3,925	3,900
Ti	0,008	0,007	0,008	0,004	0,002	0,007	0,008	0,005	0,020	0,012
B	4,065	4,111	4,130	4,160	4,026	4,031	3,923	3,994	3,945	4,033
Almandina	47,4	51,0	54,3	51,1	57,2	53,5	64,0	52,6	47,0	57,2
Grossulária	39,9	25,7	23,4	30,9	18,5	31,8	17,9	25,8	38,4	19,0
Piropo	7,6	21,4	17,6	15,4	22,9	12,2	16,3	20,7	9,2	19,8
Espessartita	5,1	2,0	4,7	2,5	1,6	2,5	1,9	1,1	5,4	4,0

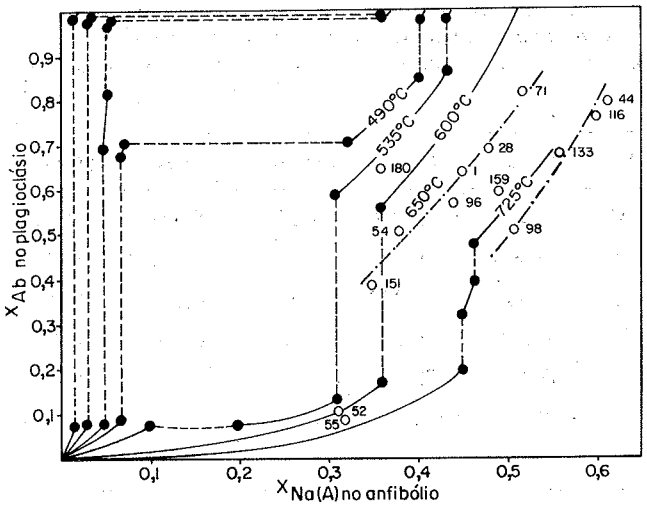

Figura 5 – Análise dos anfibólios de Cássia localizados no diagrama de Spear (1981)
Figure 5 – Amphiboles analyses of the Cássia region plotted in Spear's (1981) diagram.

temperaturas são estimadas por interpolação em relação às temperaturas das linhas cheias, uma vez que o modelo é empírico. Desta forma, o conjunto das amostras 151, 54, 96, 1, 28 e 71 apresenta temperatura por volta de 650°C enquanto as amostras 98, 133, 116 e 44 indicam temperatura situada pouco acima da isógrada de 725°C. Não são consideradas as amostras dos pontos 52, 55, 159 e 180, por não se posicionarem em nenhum dos dois conjuntos citados, em função dos erros muito elevados que valores isolados podem apresentar (Spear *op. cit.*).

Graham & Powell (1984) propõem, para paragêneses em que coexistem granada + hornblenda, o geotermômetro da equação (3):

$$T(^{o}K) = \frac{2.880 + 3.280\ X_{Ca,\,g}}{LnK_d + 2,426} \qquad (3)$$

$$Kd = \left[\frac{X_{Fe,\,g}}{X_{Mg,\,g}}\right] \div \left[\frac{X_{Fe,\,hb}}{X_{Mg,\,hb}}\right] \qquad (4)$$

que se baseia na partição do Fe e do Mg entre esses minerais, e a fração molar do Ca na granada. Os parâmetros utilizados e as temperaturas obtidas encontram-se na tabela 6. As temperaturas situam-se no intervalo entre 666 e 740°C, não se considerando as temperaturas das amostras 55-A (589°C), 116-A (573°C) e 180-A (729°C). Tais exclusões devem-se ao fato de a amostra 55-A apresentar significativas feições retrometamórficas. Os teores de Al_2O_3, bem como das frações molares de Al nas posições octaédricas, dos anfibólios das amostras 116-A e 180-A (Tab. 1) são, respectivamente, muito baixos e muito altos, fato que as coloca provavelmente fora das condições de calibração do geotermômetro, segundo obsevações de Droop (1985).

Assim, as temperaturas obtidas pelos dois geotermômetros situam-se aproximadamente no mesmo intervalo, 650°C a pouco mais de 725°C e 666°C a 740°C, embora valores individuais possam apresentar diferenças de até 90°C (Tab. 6, amostra 151-A).

No trabalho em questão, adota-se como referência as temperaturas fornecidas por Spear (1981), por serem mais consistentes em relação ao quadro metamórfico local, situando-se a maioria das amostras com valores de 650°C na zona da biotita-granada, e a maioria das amostras com temperaturas pouco superiores a 725°C na zona da cianita, conforme pode-se observar na figura 2.

No que tange à pressão, Correia (1986), levando em consideração as temperaturas de equilíbrio obtidas por vários autores para o diagrama de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5, notou que, embora haja grande discrepância entre os vários pontos tríplices calculados, os limites entre os campos da cianita e sillimanita acima de 600°C são pouco divergentes. Assim, tomando-se como referência a temperatura de 650°C, obtém-se pessão mínima de 6,5 kb para o evento metamórfico responsável pela formação das paragêneses minerais dos fácies anfibolito na Folha de Cássia, MG.

A NATUREZA DAS ROCHAS ORIGINAIS Correia (1986) demonstrou, pelo grande número de diagramas de elementos maiores e menores, juntamente com diversas correlações entre os parâmetros de Niggli, a inequívoca origem ortometamórfica dos anfibolitos em questão. Nesse mesmo trabalho, o autor mostrou que os processos de alteração não foram importantes e que, portanto, o quimismo atual dos anfibolitos reflete, com grande aproximação, o das rochas originais.

Com o intuito de caracterizar o tipo de rocha basáltica original, as amostras em estudo foram locadas no diagrama da figura 6. Embora não haja discriminação completa, observa-se que a maioria dos anfibolitos com baixo teor em TiO_2 (BTi) é

Tabela 5 – Anfibolitos de Cássia, MG. Dados utilizados para cálculos geotermométricos sengundo Spear (1981). Na(A) = sódio na posição estrutural A do anfibólio. □(A) = vazio na posição A do anfibólio
Table 5 – Amphibolites of Cassia, MG. Data used for geotermometry after Spear (1981). Na(A)= Na in A site occupancy of amphibole (A)+ vacancy on A site of amphibole

AM	1-A	28-C	44-A	52-A	54-A	55-A	71-B	96-A	98-A	116-A	133-A	151-A	159-A	180-A
$Na_{(A)}$*	0,38	0,53	0,54	0,28	0,35	0,29	0,46	0,42	0,49	0,55	0,40	0,30	0,41	0,31
□ (A)*	0,46	0,38	0,34	0,62	0,56	0,62	0,42	0,53	0,47	0,37	0,32	0,56	0,42	0,56
$X_{Na}(A)$	0,45	0,48	0,61	0,31	0,38	0,32	0,52	0,44	0,51	0,60	0,56	0,35	0,49	0,36
XAb	0,64	0,69	0,79	0,11	0,51	0,09	0,82	0,57	0,51	0,76	0,68	0,39	0,60	0,65
T_{Sp}(°C)	655	650	>725	–	650	–	650	650	>725	>725	>725	650	–	–

*onde:

$$X_{NA}(A) = \frac{Na(A)}{[Na(A) + \square(A)]} \quad e \quad \square(A) = 1 - Na(A) - K(A)$$

Tabela 6 – Anfibolitos de Cássia, MG. Parâmetros utilizados para o geotermômetro de Graham & Powell (1984). As frações molares de Fe e Mg na hornblenda foram calculadas para fórmulas estruturais considerando-se o máximo de ferro como Fe^{2+}

Table 6 – Amphiboles of Cassia, MG. Data used for geothermometry after Graha and Powell (1984) Molar fraction of Fe and Mg in hornblende were calculated considering maximum iron contents as Fe^{2+}

AM	1-A	28-C	52-C	54-C	55-A	96-A	116-A	151-A	159-A	180-A
$X_{Fe,g}/X_{Mg,g}$	6,156	2,379	3,085	3,297	2,504	4,350	3,926	2,531	5,098	2,904
$X_{Fe,hb}/X_{Mg,hb}$	0,834	0,616	0,718	0,707	0,495	0,808	0,739	0,724	0,741	0,995
Kd	7,381	3,862	4,297	4,663	5,059	5,384	5,313	3,496	6,880	2,919
$X_{Ca,g}$	0,398	0,257	0,234	0,309	0,185	0,318	0,178	0,258	0,384	0,190
T_{Gr}-P(°C)	673	713	666	709	589	682	573	740	678	729
T_{Sp}-(°C)	650	650	–	650	–	650	>725	650	–	–
T_{Gr}-P-T_{Sp}	23	63	--	59	–	32	–	90	–	–

sendo

$$T(^{o}C) = \frac{2880 + 3280\,X_{Ca,g}}{\ln kd + 2,426} \quad \text{onde kd} = \left[\frac{X_{Fe,g}}{X_{Mg,g}}\right] \div \left[\frac{X_{Fe,hb}}{X_{Mg,hb}}\right]$$

de natureza toleítica, situando-se, porém, três deles no campo dos basaltos transicionais definidos por Bellieni *et al.* (1981). No que concerne aos anfibolitos com alto teor de TiO_2 (ATi), a maioria situa-se no campo dos basaltos transicionais. A tendência mais alcalina destes últimos é claramente refletida pela quantidade de determinados elementos, especialmente os traços (Tab.7). Com efeito, os anfibolitos de alto TiO_2 são bem mais ricos em P_2O_5, La, Nb, V, Zr e Ce. As figuras 7 e 8 retratam o comportamento dos elementos relacionados com os respectivos teores de MgO. No que se refere aos elementos maiores, observa-se claramente que para o intervalo de MgO existente (4,87%-11,08%) os únicos óxidos que realmente exibem campos claramente separados são TiO_2 (2,32%-3,28% e 0,86-1,33%) e P_2O_5 (0,34%-0,60% e 0,12%-0,32%). SiO_2

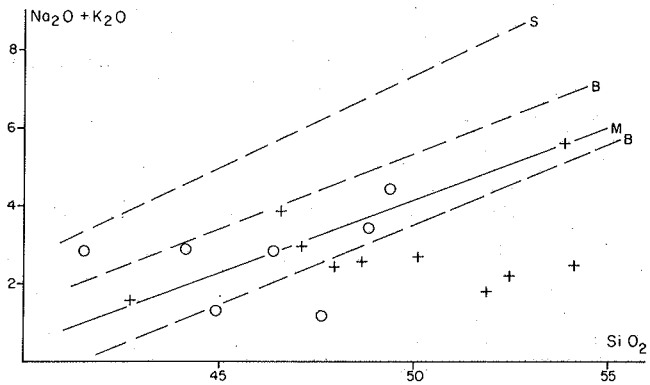

Figura 6 – Diagrama relacionando teor de álcalis x sílica. S = limite entre campos forte e medianamente alcalinos segundo Saggerson & Williams (1964). M = limite entre os campos alcalino e toleítico segundo MacDonald & Katsura (1964). B = limites dos campos dos basaltos transicionais segundo Bellieni et al. *(1981). Círculos = ATi, cruzes = BTi. Óxidos em % em peso)*

Figure 6 – Alkali-silica diagram. Symbols: s= strongly alkaline-midly-alkaline limit after Saggerson and Williams (1964). M= Alkaline tholeitic limit after Mac Donald and Katsura (1964). B= lines including basaltic rocks of transitional type after Bellieni et al. (1981. Circles= ATi. Crosses= BTi. (oxides in weight percentage)

tende a exibir valores pouco mais altos para os anfibolitos com baixo teor de TiO_2 (BTi). Fato inverso parece ser indicado pelo comportamento de Fe_2O_3; porém em ambos os casos as separações são pouco definidas. O comportamento dos demais óxidos não mostra diferenças marcantes.

No que concerne aos elementos-traços, a situação é bem diversa. Exceção feita a Ni, Co, Cu e Y, os demais elementos mostram quantidades médias diferentes. O gráfico da figura 8 mostra que V, Zn, Ce, Nb, La e Zr delimitam campos diferentes para as amostras ATi e BTi. Principalmente aos quatro últimos, as diferenças são marcantes, Para Nb e La, as médias respectivas são 40,6 e 5,1 ppm e 41,7 e 5,6 ppm, ou seja, cerca de sete a oito vezes maior nos ATi. Ce (médias 58,7 e 14,9 ppm) e Zr (médias 204,3 e 89 ppm) são cerca de quatro e duas vezes, respectivamente, mais abundantes nos ATi.

As razões entre os elementos incompatíveis (Figs. 9, 10, 11 e Tab. 7) mostram a grande diferença entre os dois grupos de anfibolitos. As médias das relações Zr/Y, Zr/Nb, Zr/Ce, Ti/Y, Ce/Y, Ce/La e Y/La (Tab. 7) diferem no mínimo por um fator de 2, atingindo valor de cerca de 11 na razão Y/La.

Tais resultados permitem conjeturar a respeito da distinção entre os ATi e BTi e dos processos que originaram as rochas basálticas iniciais. A tabela 8 compara as razões entre incompatíveis de ATi e BTi com tipos diversos de basaltos e com condritos. São nítidas as diferenças entre ATi e BTi. Os ATi guardam, de modo geral, semelhanças maiores com olivina basaltos transicionais (Fitton 1987), enquanto os BTi podem, genericamente, ser confrontados com basaltos toleíticos (Tarney *et al.* 1979). A comparação de ambos os grupos com razões condríticas evidencia claramente o caráter mais "primitivo" dos BTi.

Um dos mecanismos petrogenéticos a serem considerados envolveria o fracionamento magmático a partir de líquidos com composição de BTi, originando os diferentes ATi. Tal mecanismo, porém, não é possível. As diferenças entre os elementos incompatíveis poderiam, talvez, ser explicadas pelo fracionamento intenso. Segundo Hanson (1977), o valor percentual mínimo do processo seria da ordem de 80%. Se tal fenômeno tivesse ocorrido, dever-se-iam esperar diferenças quantitativas substanciais também nos elementos maiores, o que não é observado. O diagrama da figura 7 mostra que na grande maioria dos casos as diferenças são mínimas, observando-se particular a variação de MgO, que dá boa idéia dessa diferenciação.

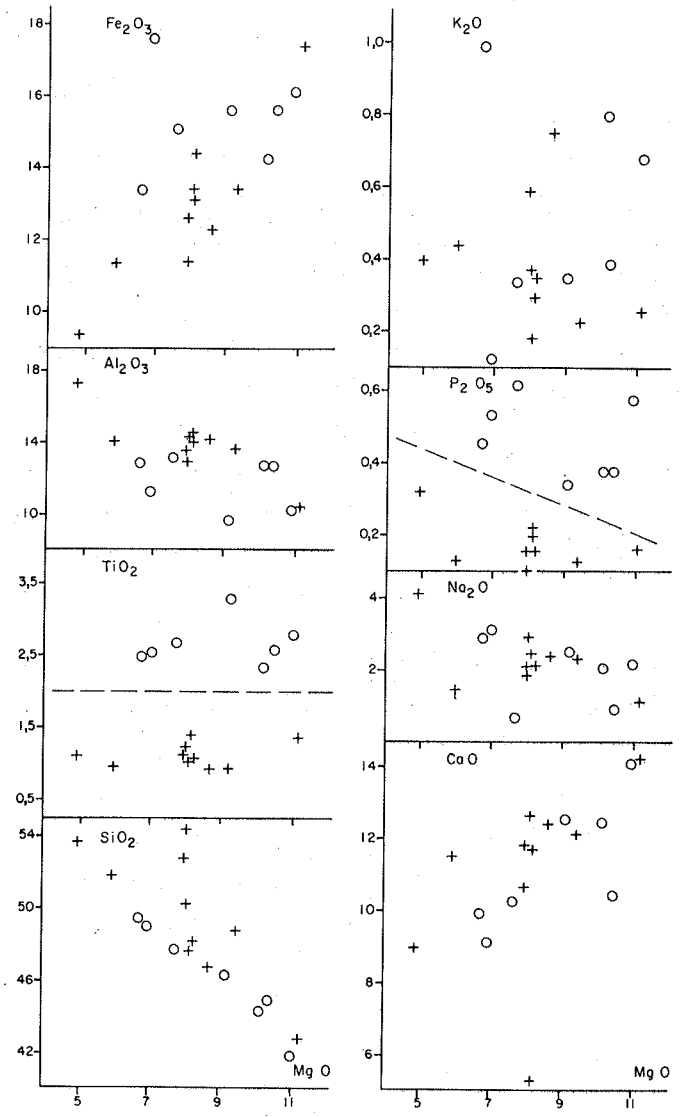

Figura 7 – Diagramas de variação de Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, SiO_2, K_2O, P_2O_5, Na_2O e CaO com o conteúdo de MgO. Círculos = ATi; cruzes = BTi (óxidos em % peso)

Figure 7 – Variation diagrams of Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, SiO_2, K_2O, P_2O_5, Na_2O e CaO vs MgO content. Circles= ATi. Crosses= BTi (oxides in weight percentage)

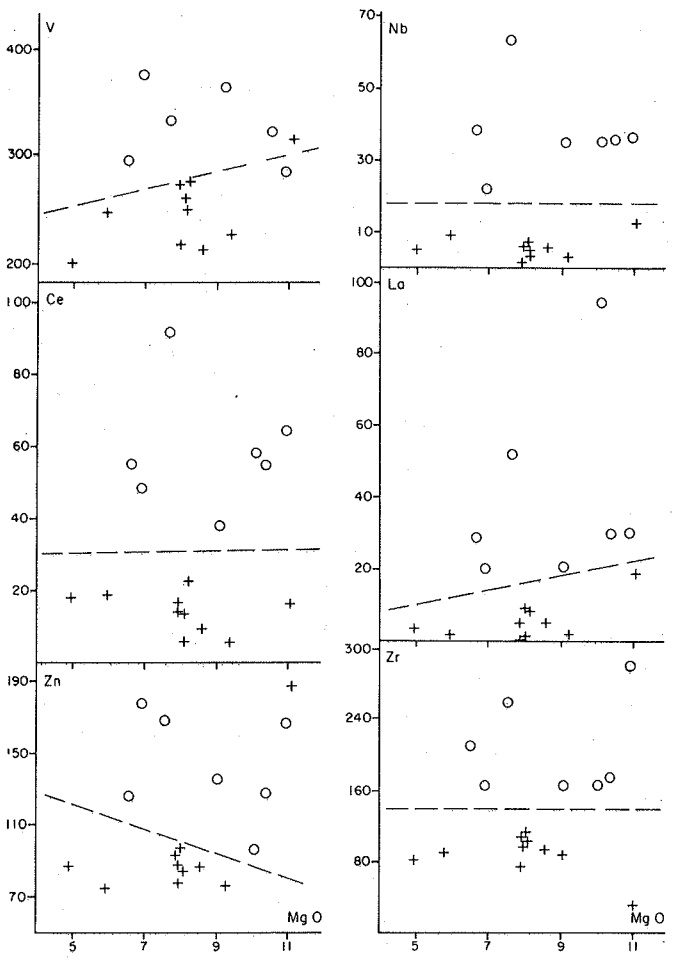

Figura 8 – Diagramas de variação de V, Ce, Zn, Nb, La e Zr com o conteúdo de MgO. Círculos = ATi; cruzes = BTi (MgO em % em peso elementos menores em ppm)

Figure 8 – Variation diagrams of V, Ce, Zn, Nb, La and Zr vs MgO content. Circles= ATi. Crosses= BTi (MgO in weight percentage; Trace elements in ppm)

Raciocínio semelhate é aplicável para um modelo de fusão parcial, em equilíbrio não modal, de um manto homogêneo que daria origem aos dois tipos de basaltos. Para testá-lo procederam-se a estudos baseados na equação 5 proposta por Cox *et al.* (1979). Segundo ela tem

$$\frac{C_L}{C_o} = \frac{1}{F + D - FD} \qquad (5)$$

em que C_o e C_L são, respectivamente, as concentrações do elemento-traço na fonte e no líquido fundido; D é o coeficiente de distribuição do elemento na assembléia mineral; e F é a fração de fusão em peso.

Tomou-se como exemplo o comportamento da relação La/Y na fusão parcial. No gráfico da figura 12, construído a partir dos dados constantes na tabela 9, as linhas cheias mostram o comportamento de uma fonte mantélica tipo granada peridotito e de uma fonte tipo espinélio peridotito submetidas a graus de fusão que variam de 0% a 20%. De acordo com a diferença dos coeficientes de partição dos elementos, observam-se comportamentos distintos nas curvas de fusão. Quanto maior sua diferença, maior o grau de enriquecimento no líquido, de um em relação ao outro, especialmente em baixas porcentagens de fusão. No caso D_{La} e D_Y dos sólidos iniciais são, respectivamente, 0,015 e 0,273 para os granada peridotitos. Isso explica o enriquecimento de La, acentuadamente maior, na curva de fusão dos peridotitos granatíferos.

O coeficiente das relações médias Y/La entre os ATi e BTi (Tab. 8) é 10,9, cujo valor, lançado no gráfico da figura 12, mostra que, para se alcançar um fator de enriquecimento dessa ordem, seria necessário um grau de fusão de cerca de 1% para que os ATi fossem produzidos a partir de um granada peridotito, sendo impossível sua derivação a partir de um espinélio peridotito. Resultados semelhantes são obtidos em uma análise da relação Ti/Y. Tomando-se as relações Ce/Zr e La/Ce, porém, nota-se que mesmo para graus de fusão infinitesimais será impossível obterem-se os ATi, pois em ambos os tipos de fonte os graus de enriquecimento obtidos (2,1 para Ce/Zr e 2,4 para La/Ce) não são alcançados. Além disso, graus de fusão inferiores a 3% são incompatíveis na formação de magmas toleíticos (Jaques & Green 1980).

Com a finalidade de se confirmar a impossibilidade da

Tabela 7 – Anfibolitos de Cássia, MG, Óxidos maiores expressos em porcentagem em peso, e elementos-traços em ppm. ATi = anfibolitos com alto teor de TiO_2 e BTi = anfibolitos com baixo teor de TiO_2

Table 7 – Amphibolites of Cássia, MG. Major elements in Wt per cent and trace elements in ppm. ATi= High – Ti amphibolites. BTi= Low – Ti amphibolites

	ATi							BTi									
AMOSTRAS	44	52	55	71	116	133	314	1	54	96	98	151	159	180	311	312	321
SiO_2	46,32	47,62	44,87	41,56	48,79	49,41	44,07	46,69	48,02	54,19	48,70	51,76	50,16	53,82	52,56	47,20	42,69
TiO_2	3,28	2,71	2,57	2,82	2,51	2,49	2,32	0,94	1,16	1,16	0,94	0,90	1,18	0,79	0,86	1,33	1,31
Al_2O_3	9,68	13,19	12,82	10,09	11,22	12,97	12,88	14,42	14,36	14,50	13,68	14,05	12,95	17,32	13,39	14,12	10,58
Fe_2O_3	15,53	15,04	15,61	16,08	17,51	13,43	14,16	12,35	13,02	13,40	11,54	11,39	12,66	9,28	11,39	13,01	17,44
MnO	0,15	0,31	0,20	0,23	0,20	0,16	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18	0,15	0,17	0,14	0,14	0,18	0,28
MgO	9,06	7,57	10,34	10,86	6,92	6,56	10,09	8,56	8,18	8,03	9,32	5,86	7,96	4,87	7,96	8,05	11,08
CaO	12,48	10,34	10,42	14,09	9,12	9,86	12,45	12,37	11,67	5,19	12,15	11,49	11,80	8,55	10,64	12,57	14,06
Na_2O	2,40	0,72	0,78	2,10	3,07	2,91	2,07	2,27	2,15	2,38	2,35	1,49	2,09	4,09	1,85	2,89	1,08
K_2O	0,35	0,34	0,38	0,69	0,12	1,05	0,81	0,75	0,35	0,18	0,22	0,44	0,59	0,40	0,36	0,29	0,26
P_2O_5	0,34	0,60	0,38	0,57	0,54	0,45	0,38	0,12	0,16	0,20	0,12	0,13	0,16	0,32	0,10	0,21	0,15
H_2O	0,41	1,55	1,62	0,92	0,00	0,70	0,59	1,33	0,75	0,62	0,80	2,34	0,28	0,43	0,75	0,16	1,08
TOTAL	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	99,98	99,98	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,01
Pb	17	50	37	13	12	15	21	16	9	11	12	17	15	16	12	19	36
Zn	135	168	127	167	179	125	95	86	84	89	76	75	91	86	79	96	190
Ni	125	51	70	42	76	76	118	112	117	104	112	68	61	25	147	104	94
Co	64	50	57	44	67	49	55	56	48	49	45	44	57	29	42	60	66
Cr	380	60	135	36	100	196	335	243	332	238	367	253	210	45	522	336	348
La	21	53	25	50	20	28	95	6	8	1	2	1	6	4	0	9	19
Cu	72	8	70	11	95	67	74	88	60	71	82	59	88	26	99	68	73
Rb	7	7	11	21	1	25	34	24	9	3	5	9	6	4	9	3	2
Nb	35	64	36	55	22	37	35	4,5	4,5	4	3	5,5	5,5	4	1	7	12
Zr	164	260	167	300	164	210	165	87	111	99	93	90	112	82	76	107	33
Y	21	40	25	39	28	27	32	23	32	28	24	25	30	20	24	37	32
Sr	720	515	1020	357	170	542	530	255	142	102	98	120	157	600	80	116	860
Ce	38	93	55	64	48	55	58	9	23	6	6	18	16	18	14	23	16
V	370	343	334	300	385	297	314	219	258	245	233	244	285	200	220	271	326
Ba	88	76	55	245	39	260	278	126	73	24	22	53	41	162	52	117	31
Zr/Y	7,8	6,5	6,7	7,7	5,9	7,8	5,2	3,8	3,5	3,5	3,9	3,6	3,7	4,1	3,2	2,9	1,0
Zr/Nb	4,7	4,1	4,6	5,5	7,5	5,7	4,7	19,3	24,7	24,8	31,0	16,4	20,4	20,5	76,0	15,3	2,8
Zr/Ce	4,3	2,8	3,0	4,7	3,4	3,8	2,8	9,7	4,8	16,5	15,5	5,0	7,0	4,6	5,4	4,7	2,1
Ti/Y	936,7	406,5	618,0	433,3	537,9	553,7	435,3	245,7	216,6	247,5	234,2	216,0	237,0	236,5	215,4	215,7	245,0
Ce/Y	1,8	2,3	2,2	1,6	1,7	2,0	1,8	0,4	0,7	0,2	0,3	0,7	0,5	0,9	0,6	0,6	0,5
Ce/La	1,8	1,8	2,2	1,3	2,4	2,0	0,6	1,5	2,9	6,0	3,0	18,0	2,7	4,5	–	2,6	0,8
Y/La	1,0	0,8	1,0	0,8	1,4	1,0	0,3	3,8	4,0	28,0	12,0	25,0	5,0	5,0	–	4,1	1,7

derivação de BTi e ATi de uma fonte homogênea, construiu-se o gráfico da figura 13. Nele está desenhada a curva de fusão do granada peridotito considerado, supondo-se uma concentração inicial de 11 ppm de Zr e 1.100 ppm de Ti, dados obtidos pelas médias fornecidas por Taylor & McLennan (1985). Esse modelo mostra que seria possível os líquidos BTi terem derivado dessa fonte mediante fusão parcial variando aproximadamente de 7% e 14%. No que concerne aos ATi, porém, não existe possibilidade de se derivarem desse tipo de fonte mantérica.

Tais considerações vêm mostrar que os BTi e ATi não provêm de um processo de cristalização fracionada ou de fusão fracionada de um manto homogêneo. A heterogeneidade química do manto é fenômeno admitido por vários

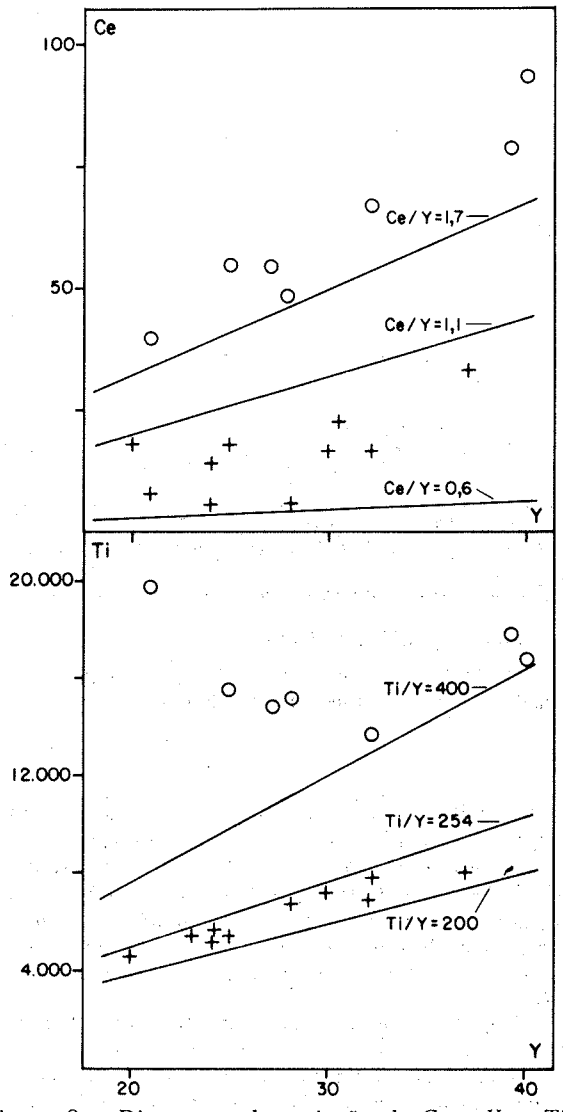

Figura 9 – Diagramas de variação de Ce x Y, e Ti x Y. Círculos = ATi; cruzes = BTi (elementos em ppm)
Figure 9 – Variation diagrams of Ce vs Y and Ti vs Y. Circles= ATi. Crosses= BTi (elements in ppm)

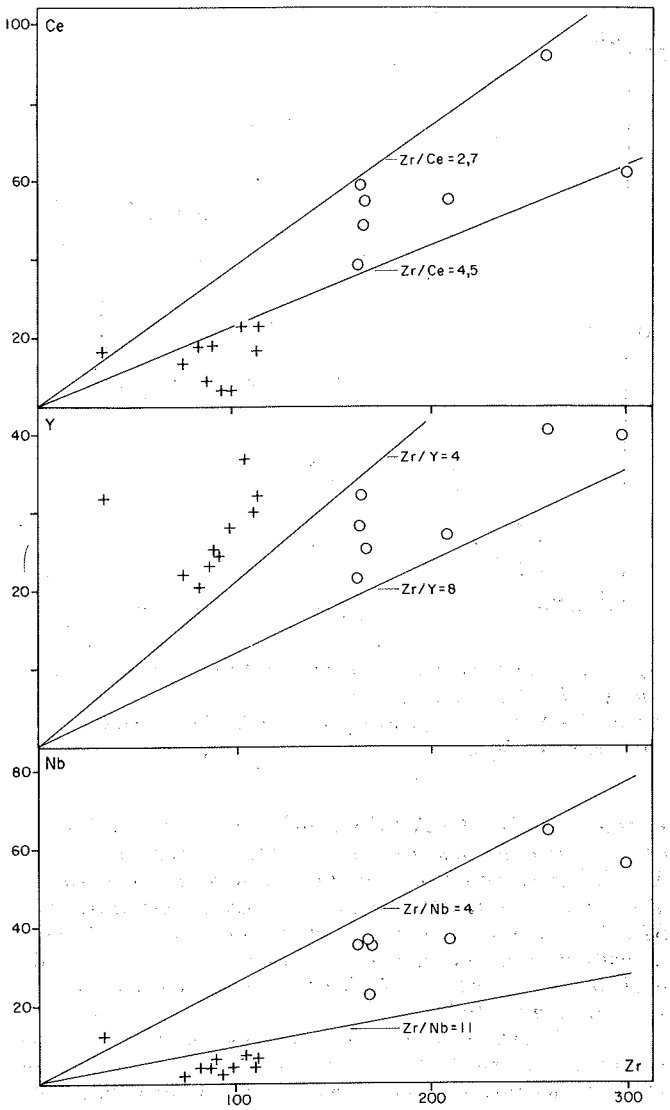

Figura 10 – Diagramas de variação de Zr x Ce, Zr x Y e Zr x Nb. Círculos = ATi; cruzes = BTi (elementos em ppm)
Figure 10 – Variation diagrams of Zr vs Ce; Zr vs Y and Zr vs Nb. Circles= ATi. Crosses= BTi (elements in ppm)

autores. Jahn & Nyquist (1976), Hart & Brooks (1974) e Sun & Nesbitt (1977) fornecem dados geoquímicos que ilustram esse fato.

Pearce & Cann (1973) propuseram vários diagramas relacionando determinados elementos e ambientes tectônicos. Colocados num deles (Fig. 14), os anfibolitos da folha de Cássia mostram comportamento interessante. Os ATi situam-se todos no campo D, que, segundo os autores supracitados, referem-se aos basaltos cálcio-alcalinos e aos basaltos intraplacas. Os BTi, por sua vez, situam-se nos campos B e C relativos a basaltos de soalho oceânico, toleítos pobres em potássio (arcos vulcânicos) e basaltos cálcio-alcalinos.

Bellieni *et al.* (1986) demonstraram que as lavas toleíticas da Bacia do Paraná se subdividem em dois grandes grupos: as ricas e as pobres em TiO_2, situadas, respectivamente, a nordeste e sudeste da bacia. Os estudos geoquímicos e isotópicos dessas rochas mostram sua proveniência de mantos de composição diversa e, quando colocadas no diagrama da figura 14, mostram comportamento similar ao exibido pelos anfibolitos em questão (Piccirillo, informação verbal). Tais fatos levam a concluir que os anfibolitos de Cássia ou provêm de ambientes diversos, ou a discriminação em função do teor de TiO_2 reflete derivação a partir de fonte mantélica heterogênea. Existem razões que favorecem a segunda hipótese, como a similaridade de comportamento entre os BTi e ATi com os basaltos com alto e baixo teor de TiO_2 da Bacia do Paraná. MacIver *et al.* (1982) assinalam que, se colocados nesse mesmo diagrama, análises de basaltos gerados em ambientes semelhantes aos dos da Bacia do Paraná, ou seja, continentais (intraplacas), como os de Deccan e do Karroo, dispersam-se em campos referentes a vários ambientes geotectônicos. Outros motivos são de ordem geográfica e geológica. Embora os ATi mostrem, na folha de Cássia, preferência em se localizar a NE da região, não há discriminação geográfica clara nessa pequena área, sendo que os diferentes tipos por vezes ocorrem próximos um do outro e situam-se na mesma unidade estratigráfica, ou seja, o Grupo Araxá.

Tais fatos levam, portanto, supor que a origem dos ATi e BTi devem-se a fenômenos geoquímicos ligados a diferentes graus de fusão parcial de fonte quimicamente heterogênea, sem necessariamente refletir ambientes geotectônicos diferentes.

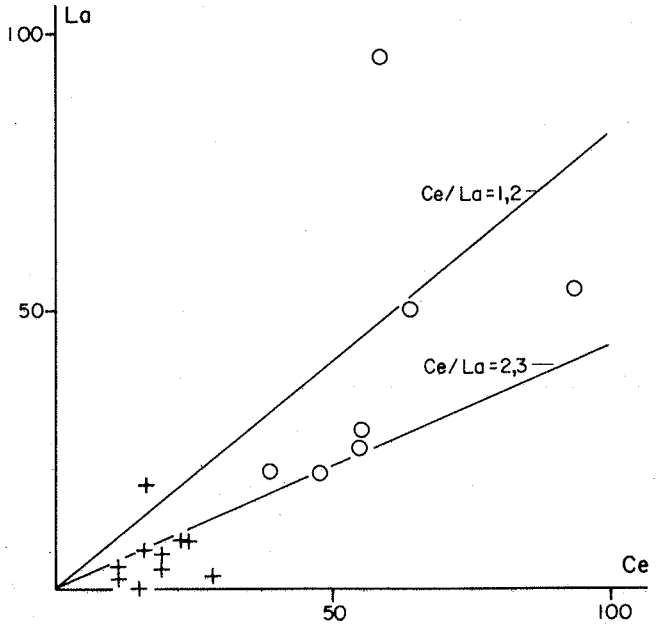

Figura 11 – Diagrama de variação Ce x La. Círculos = ATi; cruzes = BTi (elementos em ppm)
Figure 11 – Variation diagrams of Ce vs La. Circles= ATi. Crosses= BTi (elements in ppm)

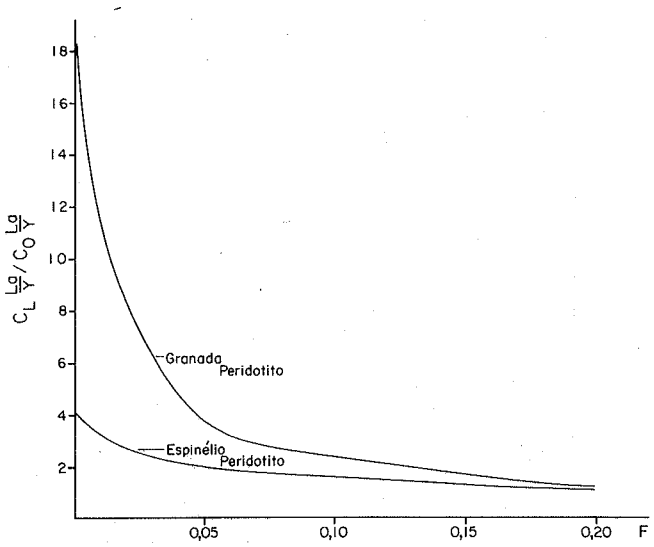

Figura 12 – Diagrama de F (fração de fusão em peso) versus $CL\frac{La}{Y}/Co\frac{La}{Y}$ *(graus de enriquecimento de* $\frac{La}{Y}$ *no fundido) para granada e espinélio peridotito*
Figure 12 – F (degree of melting) vs $C\frac{La}{Y}$ / $Co\frac{La}{Y}$ (enrichment degree of La/Y in the melt) for garnet and spinel peridotites

Tabela 8 – Anfibolitos de Cássia, MG. Dados comparativos de razões entre elementos incompatíveis: **1.** *medias das razões dos ATi;* **2.** *razões de olivina basaltos transicionais do complexo alcalino de Cameron (Fitton 1987);* **3.** *médias das razões dos BTi;* **4.** *razões de basaltos toleiticos ao norte do Oceano Atlântico (Tarney* et al. *1979;* **5.** *razões condríticas (Sun & Nesbitti 1977, Taylor & McLennan 1985, Anderson* et al. *1983, Herderson 1984)*
Table 8 – Amphibolites of Cassia, MG. Comparative ratios of in compatible elements **1.** Averages of ATi; **2.** Ratios of transitional olivine basalts from the alkaline complex of Cameron (Fitton et al., 1987); **3.** Averages of ATi; **4.** Ratios of tholeitic basalts from the northern region of the Atlantic ocean, after Tarney et al. (1977); **5.** Ratios of chondrites (Sun and Nesbitt, 1977, Taylor and Mc Lennan, 1985, Anderson et al., 1983, Henderson, 1984)

Razão	1	2	3	4	5
Zr/Y	6,8	8,8	3,3	2,4	2,8
Zr/Nb	5,2	4,4	25,2	9,5	18,0
Zr/Ce	3,6	3,1	7,5	7,1	7,0
Ce/Y	1,9	2,8	0,5	0,8	0,4
Ti/Y	560	490	231	280	275
Ce/La	1,7	2,0	4,1	3,0	2,6
Y/La	0,9	0,7	9,8	8,0	7,0

Tabela 9 – Anfibolitos de Cássia, MG. Valores dos coeficientes de partição e dos sólidos iniciais e residuais. A, B, C e D são coeficientes de partição de La, Ce, Zr e Ti, respectivamente, segundo Bellieni et al. *(1984). E e F são composições em peso dos sólidos iniciais de granada e espinélio peridotitos, respectivamente. G e H representam os coeficientes de fusão dos minerais utilizados nos modelos de fusão, segundo Melfi* et al. *(1987)*
Table 9 – Amphibolites of Cassia, MG. Partition coefficients of initial and residual solids. A, B, C and D are partition coefficients for La, Ce, Zr and Ti respectively, according to Bellieni et al. (1984). E and F are weight compositions of initial solids of garnet and spinel peridotites respectively. G and H are melt coefficientes used for melting modelling, after Melfi et al. (1987)

	Olivina	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Granada	Espinélio
A	0,006	0,062	0,015	0,005	0,093
B	0,004	0,101	0,007	0,013	0,038
C	0,01	0,01	0,02	0,155	0,05
D	0,020	0,300	0,100	0,300	–
E	0,50	0,12	0,27	0,11	–
F	0,51	0,23	0,20	–	0,06
G	-0,09	0,42	0,24	0,43	–
H	-0,09	0,49	0,40	–	0,20

CONCLUSÕES Os ortoanfibolitos do Grupo Araxá na região de Cássia, MG, pertencem a dois grupos geoquímicos distintos: os ATi, ricos em TiO_2, P_2O_5 e elementos incompatíveis (La, Nb, V, Zr, Ce e Zn); e os BTi, pobres em TiO_2 e levemente enriquecidos em SiO_2. As grandes diferenças entre os valores das razões dos incompatíveis de ATi e BTi, que chegam a atingir 2,5; 4,5; e 11 vezes para Ce/La, Ce/Y, Zr/Nb e Y/La, respectivamente, indicam que tais rochas não podem, quer por fracionamento magmático, quer pela fusão parcial do manto, derivar de uma fonte homogênea. Sugere-se portanto que os basaltos originários dos anfibolitos da região de Cássia provêm de materiais diversos, como fontes mantélicas quimicamente heterogêneas. A colocação dos ATi e BTi no diagrama de Pearce & Cann (1973), que relaciona porcentagens relativas de Ti-Zr e Y com basaltos de diversos ambientes geológicos, reforça a assertiva

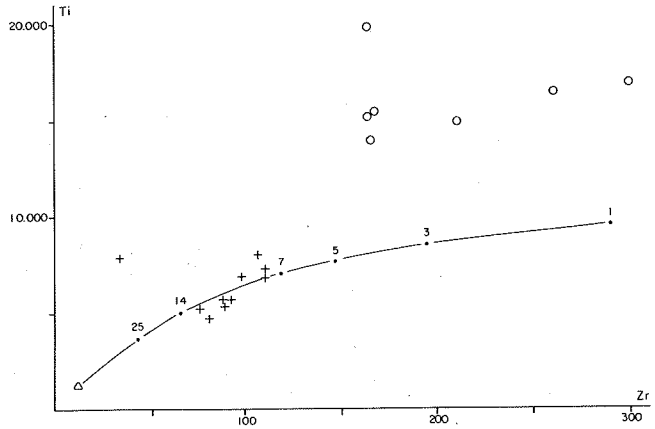

Figura 13 – Diagrama de variação de Zr x Ti. A linha cheia representa a curva de fusão de um granada peridotito. Símbolos: triângulo = teor inicial de Zr e Ti no manto; círculos = ATi; cruzes = BTi (elementos em ppm)

Figure 13 – Variation diagram of Zr vs Ti. The full line represents melt of garnet peridotite. Symbols: triangles= Initial content of Zr and Ti of the mantle. Circles= ATi. Crosses= BTi (elements in ppm)

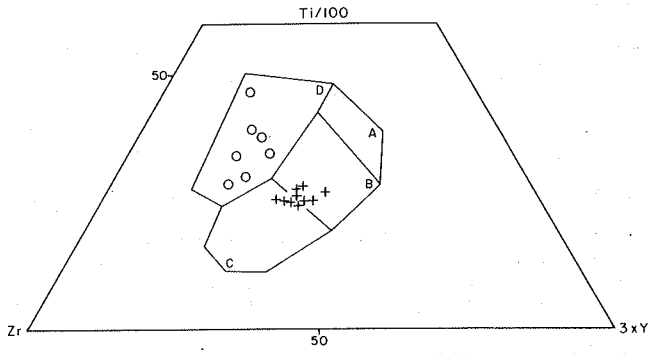

Figura 14 – Posição de ATi (círculos) e BTi (cruzes) locados no diagrama de Pearce & Cann (1973). A = toleítos pobres em K; B = basaltos de soalho oceânico e toleítos pobres em K; C = basaltos cálcio-alcalinos; D = basaltos cálcio-alcalinos e basaltos intraplacas (elementos em ppm)

Figure 14 – ATi (circles) and BTi (crosses) plotted in the diagram Ti x 100 - Zr - 3 x Y after Pearce and Cann (1973). Fields: A= low – K tholeites, B= ocean floor basalts and low – K= tholeites, C= calc-alkaline basalts, D= calc-alkaline basalts and within – plate basalts (elements in ppm)

de que os dois grupos de rochas resultam de diferentes graus de fusão de um manto quimicamente heterogêneo e não necessariamente de ambientes geotectônicos diferentes.

O grau de metamorfismo da região varia da zona da biotita-granada para a da cianita. Os teores crescentes da molécula de anortita nos plagioclásios; a passagem do pleocroísmo de tons verdes para castanhos e marrons nos anfibólios, cuja composição varia de tschermakítica a pargasítica na região de mais alto grau; e o aumento da molécula de piropo nas granadas, nos anfibolitos, confirmam a evolução do metamorfismo no sentido N-NE da folha. Estudos geotermométricos dos anfibolitos indicaram temperaturas entre 650°C e pouco mais de 725°C, a primeira correspondente a zona da biotita-granada e a segunda à zona da cianita. As pressões mínimas atuantes no evento metamórfico foram da ordem de 6,5 kb.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq, Fapesp e Finep, pelo apoio financeiro, e à Professora Leila S. Marques, pelo auxílio nos trabalhos de computação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco *Rev.Bras.Geoc.*7(4):349-364.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, *IG–USP*, p. 45-80. (Bol. 7).

ANDERSON , D.L. 1983. Chemical composition of the mantle. *J.Geophys. Reserarch,* Supl., **88**(15)B:41-52.

ARNDT, N.T. & NESBITT, R.W. 1981. Geochemistry of Munro Towship Basalts. *In Komatiites.* London, George Allen & Unwin p. 309-329.

BARBOSA, O. 1955. Guia das excursões. In: CONGR. BRAS. GEOL., 9, Rio de Janeiro, 1955. *Noticiário...* Rio de Janeiro, SBG v. 3, p. 3-5.

BARBOSA, O.; ANDRADE DE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, *Div.Geol.Min,* 94 p. (Mon. 19)

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Brasília, *MME/DNPM.* 140 p. (Boletim 136)

BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J.Geol.,* **76**:382-403.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M. ; ZANETTIN, B. 1981. Classification and nomenclature of basalts. IUGS. *Subcomission on Systematics of Igneous rocks.* Cambridge. p. 1-19. (Cir. 34, Contr. 87).

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLA, D. 1986. Continental flood basalts from central-western regions of the Paraná plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jb.Miner.Abh.,* **154**(2):111-139.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISEMBERG, A. 1984. High and low-TiO_2 flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jb.Miner.Abh.,* **150**(3):273-306.

CORREIA, C.T. 1986. *Geologia da Folha de Cássia-MG e Petrologia de seus anfibolitos.* São Paulo. IG-USP, 125 p. (Dissertação de Mestrado).

CORREIA, C.T.; KAWASHITA, K.; GIRARDI, V.A.V. 1982. Datações Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia-MG e considerações sobre o seu significado geológico. *An.Acad.brasil.Ciênc.,* **54**(4):673-677.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks.* George Allen & Unwin, London, 450 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1980. *An introduction to the rock forming minerals.* Longman, London, 528 p.

DROOP, G.T.R. 1985. Alpine metamorphism in the southeast Tavern Window, Australia: 1. P-T variations in space and time *J.Metamorphic Geol.,* **3**(4):371-402.

ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. 1962. Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites. Northwest Adirondack Mountains. New York, *Bull.Geol.Soc.Amer.* **73**:1499-1514.

FITTON, J.G. 1987. The Cameron line, West Africa: a comparision between oceanic and continental vulcanism. In: *Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Am.* p. 273-292. (sp. publ. 30).

GIRARDI, V.A.V. 1978. Anfibólios metamórficos da região de Piên, Paraná *An.Acad.brasil.Ciênc.,* **50**(2):197-202.

GOMES, C.B.; OOSTERWYCK-GASTUCHE. M.C.; DUTRA, C.V. 1972. Anfibólios do corpo anfibolítico de Jaraguá, SP. *Rev.Bras.Geoc.;* **2**(4):236-259.

GRAHAM. C.M. & POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J.Metam.Geol.;* **2**(1):13-21.

HANSON, G.N. 1977. Geochemical evolution of the suboceanic mantle. *J.Geol.Soc.Lond.* **134**:236-253.

HART, S.R. & BROOKS, C. 1974. *The geochemistry and evolution of early precambrian mantle.* Carnegie Inst. Washington. Yearb., 73, 967 p.

HENDERSON, P. 1984. *Rare earth element geochemistry* Amsterdam, Elsevie, 510 p.
JAHN, B.M. & NYQUIST, R.W. 1976. Crustal evolution in the early earthmoon system: constraints for Rb-Sr studies. In: Windley, B.F. *Early History of the Earth*. ed. J. New York, Wiley & Sons. 55p.
JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 15 kb pressure and the genesis of tholeitic melts. *Contrib.Min.Petrol.*, **73**:287-310.
LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineralogist*, **63**:1023-1052.
MacDONALD, G.A. & KATUSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**:82-133.
MacIVER, J.R.; CAWTHORN, R.G.; WYATT, B.A. 1981. The Ventersdorp Supergroup – the youngest komatiitic sequence in South Africa. In: *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 81-90.
MAZZUCHELLI, M. & SIENA, F. 1986. Geotectonic significance of the metabasites of the kinzigitic series. Ivrea-Verbano Zone (Western Italian Alps). *TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **35**:99-116.
MELFI, A.J.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P. 1987. Geoquímica dos ETR em rochas vulcânicas. In: CONGR.SOC.BRAS.GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. *Publicação especial*... Porto Alegre (no prelo).
MIYASHIRO, A. 1978. *Metamorphism and metamorphic belts*. 3 ed. London. George Allen & Unwin, 492 p.
OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M.F.B.; ZANARDO, A. 1983. Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: SIMP.GEOL.MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*... Belo Horizonte, SBG. v. 3, p. 432-439.
PAPIKE, J.J.; CAMERON, K.L.; BALDWIN, K. 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. GEOL.SOC.AM., Miami. *Abstr. Programs*... Miami. v. 6(7), p. 1053-1054. Annual Meetings.
PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, **19**:290-300.
SAGGERSON, E.P. & WILLIAMS, L.A.J. 1964. Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the of rocks in the nouthern Tanganyka alkaline district. *J. Petrol.*, **5**:40-81.
SPEAR, F.S. 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. *Contrib. Min. Petrol.*, **77**:355-364.
SUN, S.S. & NESBITT. R.W. 1977. Chemical heterogenety of the Archean mantle, compositionof the Earth and mantle evolution. *Earth. Planet. Sci. Letters*, **35**:429-488.
TARNEY, J.; SAUNDER, A.D.; WEAVER, S.D.; DONELLAN, N.C.B.; HENDRY, G. L. 1979. Minor element geochemistry of basalts from leg 49, North Atlantic Ocean. In: TALVANI (ed.) *Implications of deep drilling results in the Atlantic Ocean*. Washington, D.C. Am. Geophys. Union, p. 285-301. Maurice Ewing Ser. 2.
TEIXEIRA, N.A. 1978. *Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG)*. Brasília, UNB, 202 p. (Dissertação de Mestrado).
TURNER, F.J. 1981. *Metamorphic petrology* 2ed. New York, McGraw-Hill Book Co., 524 p.
TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell Sc. Publ., 312 p.
WINKLER, J.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda.. 254 p.

MANUSCRITO 529
Recebido em 29 de março de 1988
Revisão recebido em 01 de julho de 1988
Revisão aceita em 24 de agosto de 1988

Fica bastante claro que nenhuma nação pode planejar o seu desenvolvimento tendo como fonte de recursos exclusivamente a exportação de seus bens minerais.

B.A. Santos. 1987. In: *A questão Mineral da Amazônia*. Brasília, CNPq. p.117.