



## Petrogênese dos Ortognaisses Cipó e implicações para Evolução Crustal durante o Paleoproterozóico no Domínio Ceará Central da Província Borborema

Guttenberg Martins <sup>(1)</sup> & Elson Paiva de Oliveira <sup>(2)</sup>

*Recebido em 11 de fevereiro de 2010 / Aceito em 26 de outubro de 2010*

### Resumo

Os ortognaisses Cipó constituem um conjunto de rochas gnáissicas de composição quartzo-diorítica a tonalítica associadas a diques de composição granítica, os quais encontram-se intrusivos numa seqüência metavulcano-sedimentar que agrupa os Anfibólitos Algodões e os Metassedimentos Choró. Esse conjunto forma um terreno juvenil aflorante no Domínio Central da Província Borborema. Algumas das suas feições geoquímicas mais características são  $K_2O/Na_2O \sim 0,43$ ,  $La/Yb \sim 10-18$ ,  $Sr/Y > 40$ , as quais assemelham-se às rochas adakíticas descritas por Kay (1978). Neste trabalho é proposto um modelo petrogenético simplificado, o qual tem como base a fusão parcial de uma fonte basáltica. Entretanto, a fonte envolvida não necessariamente é representada por crosta oceânica subductada, podendo também comportar o *underplating* de basaltos em arcos de ilhas pouco evoluídos.

Palavras-chave: Petrologia, Ortognaisses, Província Borborema.

### Abstract

*The Cipó orthogneisses comprise an assembly of quartz-dioritic to tonalitic rocks and associated granitic dykes that occur in the basement of Ceará Central Domain, Borborema Province, Northeast Brazil. These rocks form a juvenile terrain that evolved during a stage (2.23-2.16 Ga.) of the Transamazonian Collage. Its distinctive geochemical features are  $K_2O/Na_2O \sim 0,43$ ,  $La/Yb \sim 10-18$ ,  $Sr/Y > 40$ , which are similar to modern adakites. Here we propose a simple petrogenetic model based on partial melting of a basaltic source. However, the basaltic source may be a subducted oceanic crust or underplated basalts in an island arc.*

*Key words: Petrology, Orthogneisses, Borborema Province.*

1 – Departamento de Engenharia Civil, UFRN, Campus Universitário, Natal – RN; email: , 2- Professor Livre Docente do IGE-UNICAMP.

## 1. Introdução

A ocorrência de suítes magmáticas de baixo potássio (eg., tonalito-trondhjemitó-granodiorito) constitui uma feição distintiva amplamente reconhecida nos terrenos arqueanos para os quais diversos autores (Condie, 1981; Martin, 1986, 1988) têm atribuídos modelos de formação análogos para uma série de rochas encontradas nos tempos modernos (e.g., adakitos, sanukitóides, no sentido de Kay, 1978 e Condie, 2005).

Por outro lado, a formação desse conjunto de rochas (adakitos, TTG, sanukitóides) tem sido interpretada como a fusão parcial de uma fonte de composição basáltica envolvendo ou não o processo de subducção (Beard and Lofgren, 1989, 1991; Rapp et al., 1991; Rushmer, 1991; Winther and Newton, 1991; Wolf and Wyllie, 1991; Sen and Dunn, 1994a, Shirey and Hanson, 1984; Stern, 1989; Stern and Hanson, 1991; Smithies and Champion, 1999a; Sorensen and Barton, 1987; Sorensen, 1988; Sorensen and Grossman, 1989, entre outros).

Neste trabalho, as rochas abordadas são ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica e diques de composição granítica encontrados na região dos municípios de Quixadá e Quixeramobim do Estado do Ceará, no chamado Domínio Ceará Central da Província Borborema. Segundo Martins et al. (2009), essas rochas foram intrudidas num conjunto metavulcano-sedimentar formando um terreno acrecionário de idade paleoproterozóica (ca. 2,13-2,17 Ga.) relacionados à Colagem Transamazônica. E com base na análise petrológica de um conjunto de dados geoquímicos foi desenvolvido um modelo petrogenético composto pelos processos de fusão em equilíbrio de uma fonte basáltica e de cristalização fracionada em ambiente fechado.

Como apresentado adiante e em consonância com os dados isotópicos apresentados por Martins et al. (2009), os resultados obtidos mostraram-se consistentes com os processos de formação de suítes magmáticas de natureza sódica, com semelhança aos adakitos modernos, envolvendo a fusão parcial de crosta basáltica.

## 2. Arcabouço Geológico

De acordo com Martins & Oliveira (2004) e Teixeira et al. (2005), a Suíte Metamórfica Algodões-Choro (SMAC) agrega um conjunto de rochas metamórficas paraderivadas e ortoderivadas aflorantes nos municípios de Quixeramobim, Quixadá, Madalena e Choró, na região Central do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil (Fig. 1). Essa suíte é formada pela unidade (1) **Anfibolito Algodões** – um conjunto de rochas anfibolítica, algumas portadoras de granada, aflorantes como extensos horizontes de espessura métrica a decamétrica e não raro, observa-se a presença de níveis de hornblendito de granulação grossa; e pela unidade (2) **Metasedimentos Choró** – um conjunto de rochas paraderivadas composto essencialmente por biotita-gnaisses de granulação fina e coloração creme a cinza com intercalações decamétrica de mica-xistos com sillimanita e cianita, biotita-hornblenda gnaisses, gnaisses com bandas quartzo feldspáticas e micáceos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos finos a grossos e metaconglomerados polimíticos a monomíticos. Essas duas unidades encontram-se intrudidas por um conjunto de *stocks*, diques e folhas, formando nos municípios de Quixeramobim-CE e Madalena-CE, as Serras do Veríssimo, da Conceição, Aguda, Picos, e Cipó, entre outros corpos. Os autores supracitados denominaram-no informalmente de *Ortognaisses Tonalíticos a Granítico*, entretanto, Martins et al. (2009) cunharam o termo unidade (3) **Ortognaisses Cipó**, descrevendo como ortognaisses de composição quartzo-diorítica, tonalítica e granodiorítica que ocorrem como pequenos stocks em formato elíptico, folhas de extensão quilométrica e diques máficos e félsicos, muitas vezes, encontrados parcialmente migmatizados.

Ao sudeste do distrito de Algodões, os ortognaisses tonalíticos afloram numa área plana de ca. 40Km<sup>2</sup> entre o Serrote do Algodão e a Serra das Bombas. Nesta região é comum a presença de autólitos ou xenólitos anfibolíticos, feições de mesclamento de magmas de composição diorítica e trondhjemitica assim como diqueletes de

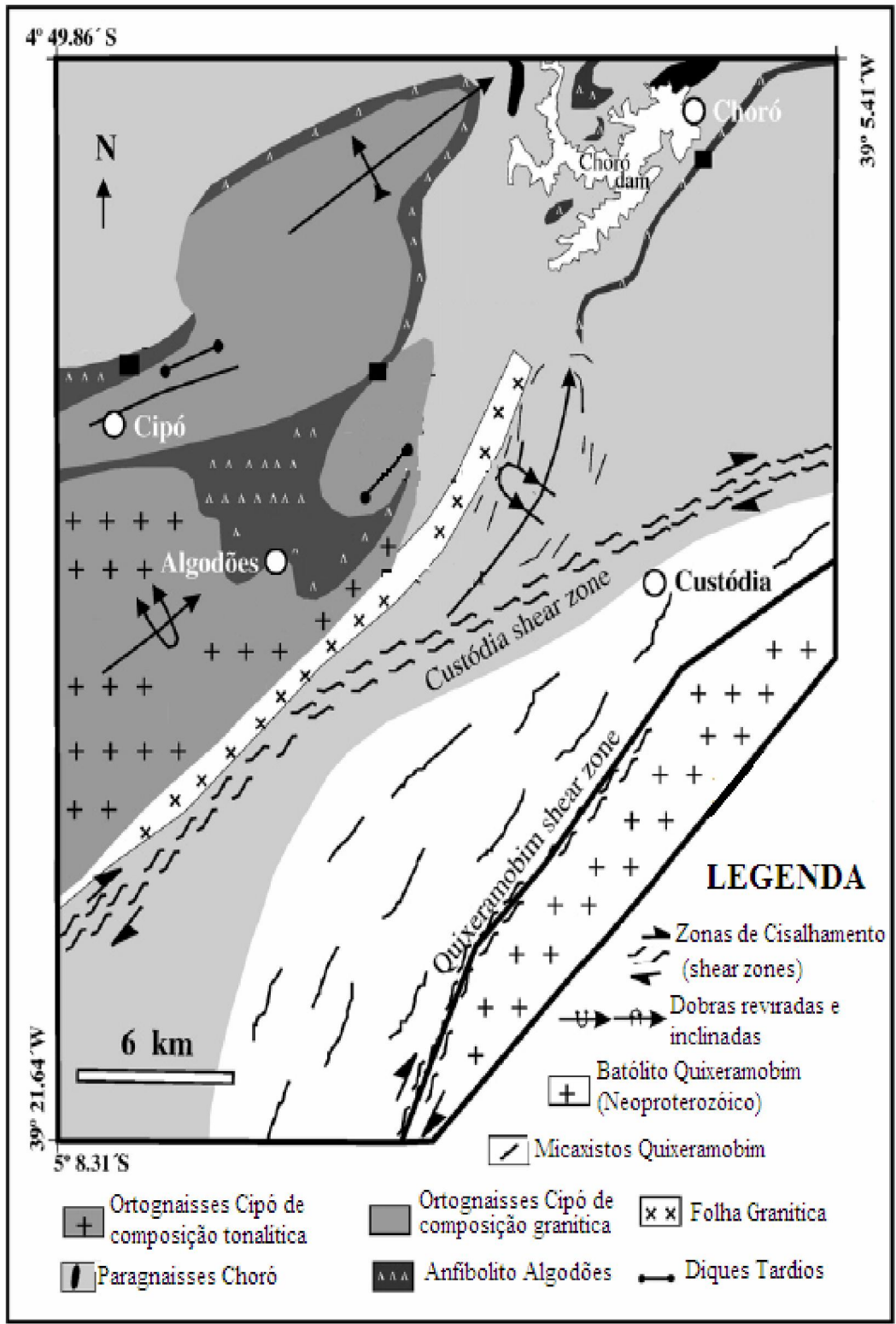


Fig. 1 – Mapa Geológico Simplificado da Região de Algodões (cf. Martins, 2000)

composição trondhjemitica e tonalítica. Outra feição geológica nesta região é a ocorrência de uma extensa (ca. 15 km) folha granítica com direção geral NE-SO posicionada nas proximidades ou ao longo do contato geológico entre os ortognaisses e os paragnaisses da unidade Choro. As amostras coletadas para esse estudo provêm na sua maioria dos (1) ortognaisses tonalítico-graníticos situado no Distrito de Algodões (Municípios de Quixadá e Quixeramobim), (2) amostras coletadas nos diques aflorantes adjacentes aos ortognaisses (e.g., GM-28 e GM-20B), caracterizados nos trabalhos de campo como corpos sin-plutônicos aos ortognaisses e (3) amostras coletadas em diques tardios, os quais, conforme observações de campo não diretamente relacionados aos ortognaisses.

Os ortognaisses apresentam texturas que variam de grano-lepidoblásticas a levemente porfiroblásticas, sendo compostos essencialmente por plagioclásio (oligoclásio-andesina), hornblenda marrom, biotita marrom, quartzo e ocasionalmente por microclina. Os minerais acessórios são titanita, epidoto, clinozoisita, apatita, zircão, opacos e mica branca. O plagioclásio apresenta-se geralmente como ripas sub-idiomórficas zonadas e geminadas, algumas dispostas em ângulos, à semelhança de textura ígnea, ou como cristais menores xenomórficos a sub-idiomórficos, por vezes geminados, com inclusões de quartzo, titanita e apatita, estando sempre circundados por palhetas de biotita e grãos de epidoto e titanita. O quartzo forma agregados de grãos sub-idiomórficos com contatos curvos com os plagioclásios. Embora raros, cristais de microclina estão presentes na matriz, associados com plagioclásio e quartzo. Algumas amostras apresentam texturas nematoblásticas (eg., GM-47A, GM-25A, AG-22 e AG-24) sendo constituídas em mais de 60% por bandas de hornblenda sub-idiomórfica encaixadas em leitos ricos em quartzo, feldspato, epidoto e titanita. Destacam-se ainda nessas amostras, o crescimento de titanita subordinada aos planos de clivagem da hornblenda e a ausência de biotita.

As amostras coletadas dos diques apresentam texturas que variam de granoblásticas a

a lepidoblásticas com granulação fina, sendo compostas essencialmente por plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo. Os diques tardios apresentam texturas granoblásticas a grano-lepidoblásticas com granulação fina e são compostos por plagioclásio, microclina, quartzo e biotita, com hornblenda xenomórfica nas amostras melanocráticas. Em geral as feições petrográficas destes assemelham-se às dos demais diques.

Com base em dados geocronológicos obtidos pelos métodos U-Pb TIMS em zircão e Pb-Pb evaporação em grãos de zircão, Martins et al. (2009) posicionam os ortognaisses Cipó em torno de 2,13 Ga. sendo relacionados a um evento orogênico ocorrido no Domínio Ceará central durante a Colagem Transamazônica.

### 3. Assinatura Geoquímica

As amostras consideradas nas interpretações e modelos petrogenéticos desse trabalho foram analisadas pelos métodos descritos em apêndice e os resultados obtidos estão apresentados na tabela 1. Para definição da natureza química das rochas foram utilizados, preliminarmente, o diagrama químico Alkali-Ferro Total- MgO (AFM, Fig. 2-a) e o da correlação da razão  $FeO^*/MgO$  com os valores de  $SiO_2$  (Miyashiro, 1974; Fig. 2-b). No diagrama AFM, os campos das rochas de natureza tholeiítica e cálcio-alcálica foram delimitados por Irvine & Baragar (1971). Nestes diagramas, o  $FeO^*$  e  $FeOt$  representam o ferro total da amostra e foram calculados como  $(0,9 \times Fe_2O_3)$ .

No diagrama químico AFM observa-se que a maioria das amostras dispersa no campo cálcio-alcálico. Da mesma forma, a maioria dos ortognaisses posiciona-se abaixo da linha que separa os campos das rochas cálcio-alcálicas e alcálicas. Nota-se ainda que três amostras situam-se na parte mais rica em  $FeO$  e  $MgO$  e que os diques situam-se no campo cálcio alcálico. No diagrama químico  $SiO_2$ -  $FeO^*/MgO$ , a maioria das amostras de ortognaisses e duas dos diques aproximam-se do prolongamento da divisória dos campos cálcio-alcálico e tholeiítico. De forma complementar, foi verificado o índice de alumina (Shand, 1947) em relação aos álcalis e às

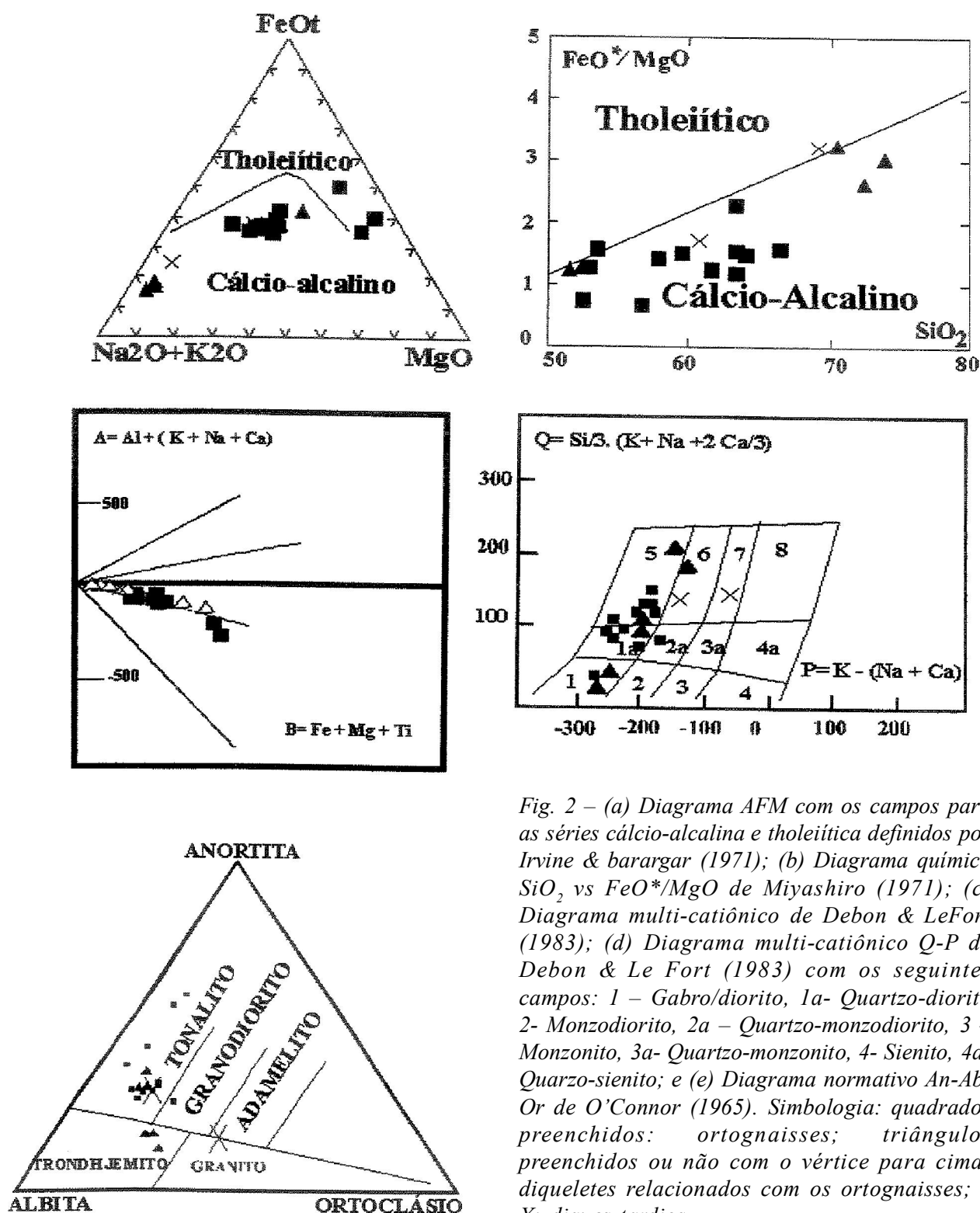


Fig. 2 – (a) Diagrama AFM com os campos para as séries cálcio-alcálica e tholeiítica definidos por Irvine & Baragar (1971); (b) Diagrama químico  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  de Miyashiro (1971); (c) Diagrama multi-catiônico de Debon & LeFort (1983); (d) Diagrama multi-catiônico Q-P de Debon & LeFort (1983) com os seguintes campos: 1 – Gabro/diorito, 1a – Quartzo-diorito, 2 – Monzodiorito, 2a – Quartzo-monzodiorito, 3 – Monzonito, 3a – Quartzo-monzonito, 4 – Sienito, 4a – Quartzo-sienito; e (e) Diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connor (1965). Simbologia: quadrados preenchidos: ortognaisses; triângulos preenchidos ou não com o vértice para cima: diques relacionados com os ortognaisses; e X: diques tardios.

fases ferro-magnesianas, como proposto no diagrama de características minerais ou diagrama multi-catiônico A-B de Debon & LeFort (1983). Neste, a maioria das amostras demonstra ter características metaluminosas (Fig. 2-c).

Com o objetivo de classificar as amostras do ponto de vista geoquímico, foram usados o diagrama multi-catiônico Q-P de Debon & LeFort (1983) e o diagrama normativo Ab-Na-Or de O'Connor (1965).

No diagrama multi-catiônico Q-P (Fig. 2-d) observa-se que os ortognaisses dispersam no campo dos tonalitos, com algumas amostras nos campos dos quartzo-dioritos e dos dioritos. Os diques, em geral, mostram uma distribuição mais ampla, desde gabros/dioritos aos granodioritos, e uma amostra no campo dos adamelitos. Visto as limitações do diagrama Q-P para o campo dos trndhjemitos, recorreu-se ao diagrama normativo An-Ab-Or (Fig. 2-e), onde as amostras também indicam composições tonalíticas para os ortognaisses, como também para parte dos diques sin-plutônicos e uma amostra dos diques tardios. Mas, apontam composições trondhjemiticas para duas amostras dos diques relacionados aos ortognaisses e composição granítica/adamelítica para uma amostra dos diques tardios.

Observa-se através dos diagramas de Harker (Fig. 3) que os ortognaisses da SMAC apresentam variação restrita de  $\text{SiO}_2$  (52-65 %). A variação de  $\text{SiO}_2$  é acompanhada pelo decréscimo acentuado dos valores de CaO (13-4 %), de MgO (13-3%) e de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ t (12-4 %), menos acentuado de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (19-15 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,5 - 5 %),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,7 - 0,1 %) e  $\text{TiO}_2$  (1,1 - 0,1 %). Entretanto, os valores de  $\text{K}_2\text{O}$  não demonstram uma clara correlação com o  $\text{SiO}_2$ . Nas amostras de texturas nematoblásticas, composta por 60% de hornblenda (GM-25A, AG-22 e AG-24) observa-se valores menores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9-13 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1 - 2 %) e  $\text{K}_2\text{O}$  (<1,0%), além de valores elevados de CaO, MgO e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ t, portanto, constituindo-se as amostras mais primitivas do conjunto. Por outro lado, os diques e diqueletes relacionados aos ortognaisses e os diques tardios apresentam uma variação mais ampla de  $\text{SiO}_2$  (51-73%), porém com variações dos outros elementos maiores semelhantes ao observado para os ortognaisses. Outro aspecto observado é que o conjunto dos diques, em relação aos ortognaisses, apresenta valores mais elevados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , e valores menores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ t, MgO e CaO.

As variações dos elementos em traços dos ortognaisses, como observado na Fig. 4, mostram que os elementos Cr, Ni, V, Zn e Y, claramente, tornaram-se empobrecidos com a diferenciação

magmática, e que os valores de Rb, Sr, Nb e Zr não apresentam uma tendência definida. A ampla variação dos valores de Sr e da razão Rb/Sr, comparada com a leve diminuição dos  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em função de  $\text{SiO}_2$ , sugerem que ao menos parte do espalhamento nos diagramas de Harker de alguns elementos traços, susceptíveis à mobilização química (e.g., Rb, Ba, Sr), pode estar relacionado aos processos pós-magmáticos e/ou metamórficos. Por outro lado, ao menos nos ortognaisses, as razões Zr/Y apresentam variação restrita e parecem pouco susceptíveis a mobilização pós-magmática. As amostras portadoras de texturas nematoblástica, as quais apresentam valores mais elevados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , são mais enriquecidas em elementos transicionais (V, Zn, Cr+Ni) e Y, e coerentemente refletem do seu elevado conteúdo de hornblenda.

Consoantemente, o conjunto de amostras dos diques apresenta, em geral, variações de valores de elementos em traços semelhantes às dos ortognaisses, mas, com conteúdos inferiores de Cr, Ni e Y; e superiores de Sr e Zn. Entretanto, o conjunto formado pelos diques e diqueletes, tardios ou relacionados aos ortognaisses, perfaz um número reduzido de amostras.

Em termos da distribuição dos valores dos elementos do grupo das terras raras (ETR), como observado nos diagramas (Fig. 5) normalizados aos valores do condrito proposto por Sun et al. (1989), o conjunto das amostras analisadas apresenta padrões de ETR inclinados, com forte fracionamento entre o grupo das terras raras leves (ETRL) em relação ao grupo das terras raras pesadas (ETRP). Os ortognaisses apresentam padrões inclinados e homogêneos de elementos terras raras, com razões  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$  variando entre 6-10 ppm, pequenas variações nas razões de  $(\text{Ce}/\text{Sm})_n$  e  $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$  e com fracionamento pequeno a nulo de Eu. Além de anomalia positiva de Eu, os diques e diqueletes em relação aos ortognaisses apresentam padrões ETR mais fracionados e razões  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ ,  $(\text{Ce}/\text{Sm})_n$  e  $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$  superiores aos dos hospedeiros. Os diques tardios, assim como os demais, apresentam padrões ETR inclinados com razões variáveis de  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$  e  $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ . Em geral, os valores de ETR' s aumentam dos ortognaisses para os diques tardios.

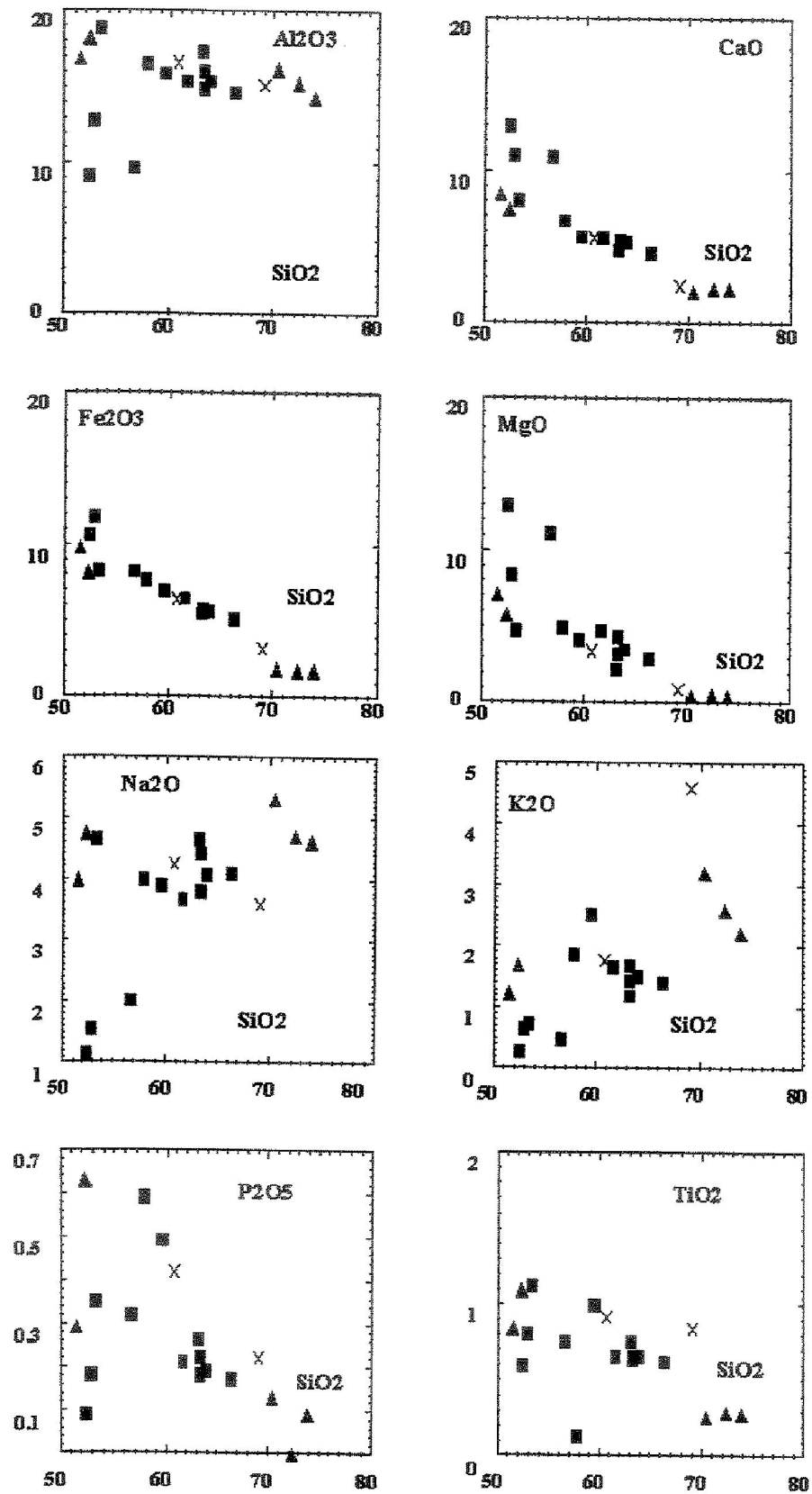


Fig. 3 – Diagramas de Harker para elementos maiores em função de SiO<sub>2</sub>, (simbologia da Fig. 2).

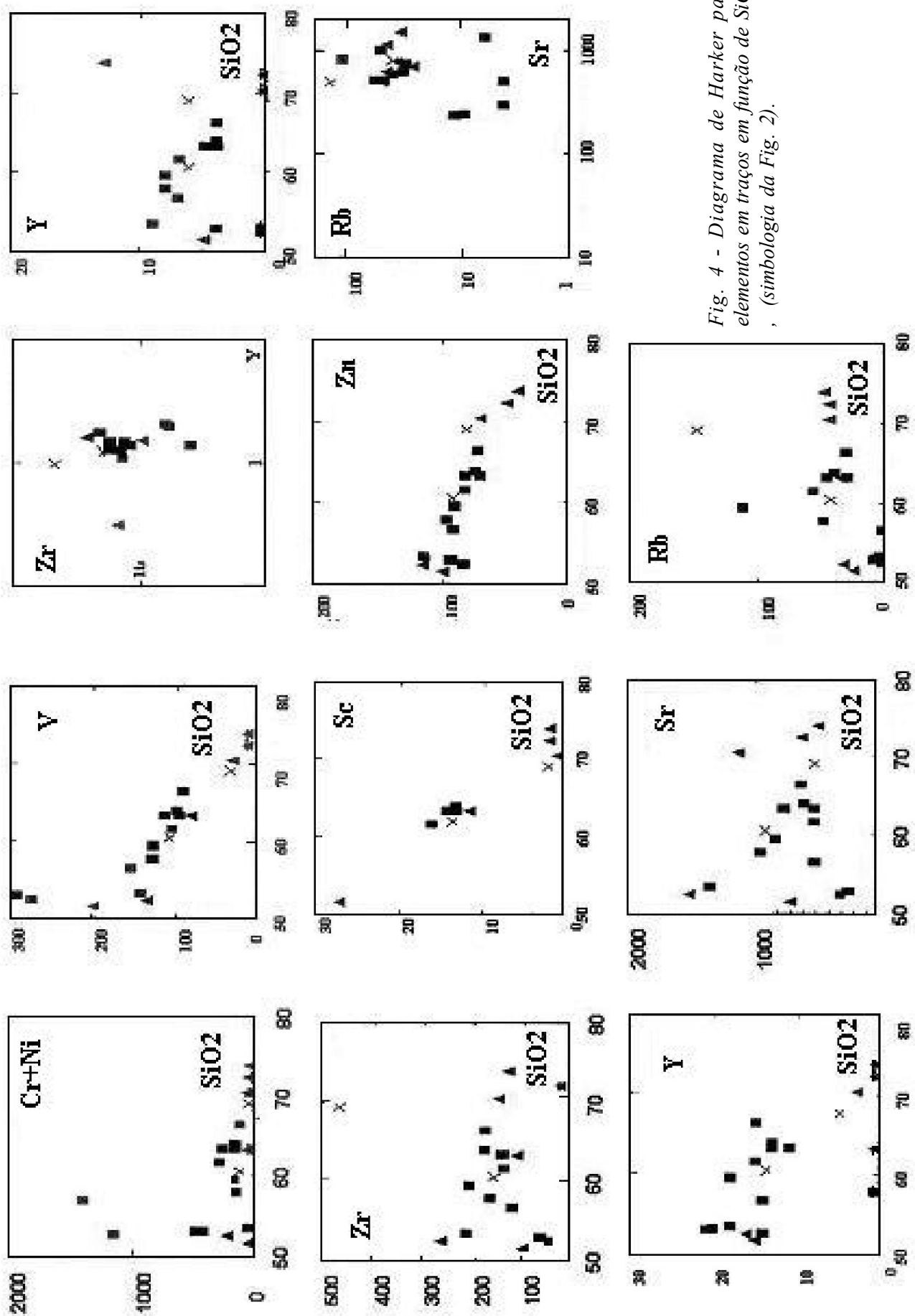


Fig. 4 - Diagrama de Harker para elementos em traços em função de SiO<sub>2</sub>, (simbologia da Fig. 2).



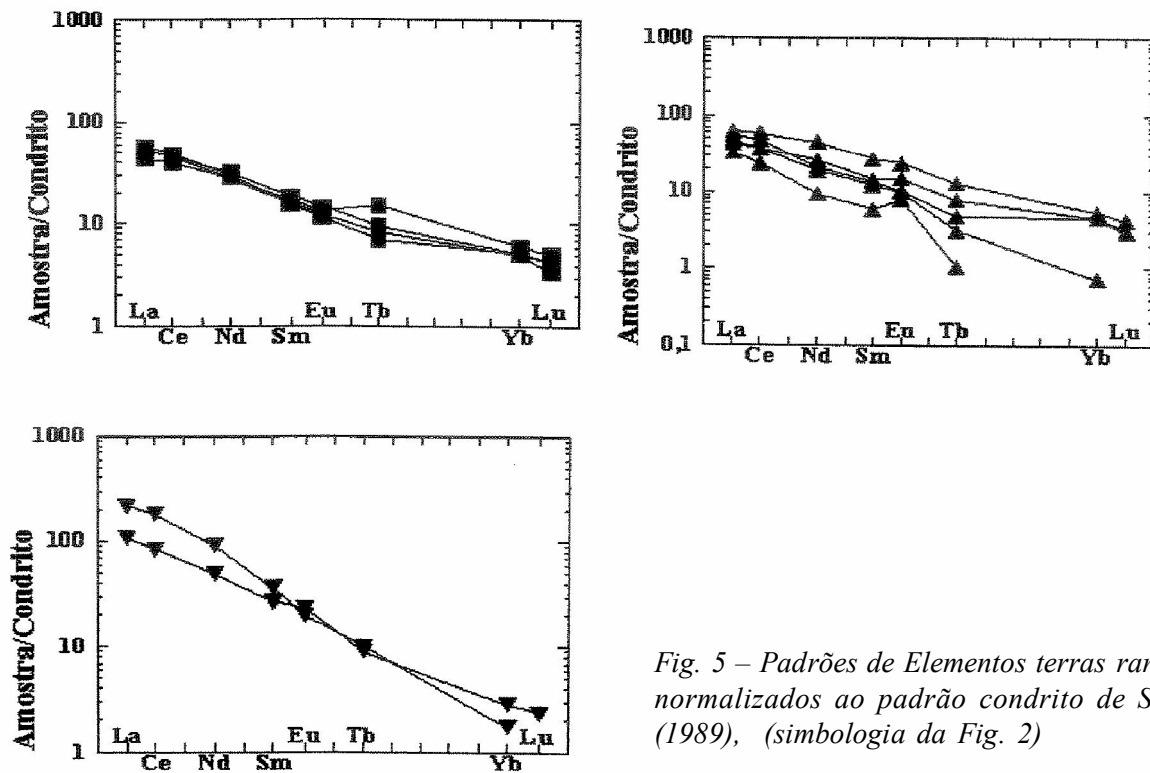


Fig. 5 – Padrões de Elementos terras raras (ETR) normalizados ao padrão condrito de Sun et al. (1989), (simbologia da Fig. 2)

#### 4. Modelo Petrogenético

Numa primeira etapa, o processo da cristalização fracionada (FC) em ambiente fechado foi testado para se obter controles sobre a evolução petrológica dos Ortognaisses Cipó. A aplicação do processo de cristalização fracionada em ambiente fechado, através do balanço de massa para elementos maiores, foi efetivada com a utilização do programa XLFRAC (Stormer & Nicholls, 1978 na versão elaborada por Martin, 1991) e usando os coeficientes de partição mineral-líquido compilados de Martin (1987). Os resultados destes cálculos encontram-se na Tab. 2.

Esses demonstraram que os ortognaisses evoluíram a partir da extração de pequenas quantidades de fusão de uma assembléia mineral compatível com um anfíbolito, por exemplo,  $8\% < (1-F) < 20\%$  para uma assembléia formada por Hornblenda+Plagioclásio(An~60%)±Magnetita. Os resultados obtidos apontam também a presença de resíduos sólidos de composição hornblendítica. O processo de cristalização fracionada demonstrou também que os diqueletes encontrados intercalados entre os ortognaisses podem ser derivados destes

pela extração anfíbolítica ou por cumulos hornblendíticos.

As passagens testadas referem-se às amostras de diqueletes e às amostras das rochas ortognaisses hospedeiras. Como as assembléias testadas são similares às estimadas na diferenciação magmática dos ortognaisses, pode-se supor que os diqueletes muito provavelmente representam a evolução tardia dos líquidos tonalíticos. Em semelhança aos estágios de formação de diques e diqueletes em batólitos graníticos, tais diqueletes podem ter sido formados quando a cristalização dos tonalitos atinge proporções consideráveis ( $20\% < (1-F) < 40\%$ ).

Usando os dados de percentual de fusão e as assembléias minerais calculados, o processo de cristalização fracionada em ambiente fechado foi testado para ajustar os valores de elementos terras raras entre amostras de ortognaisses e diques, como observados em padrões normalizados (Fig. 6). Os resultados obtidos destacam relevante papel das fases acessórias, por exemplo, zircão, titanita, alanita e apatita, na evolução magmática calculada anteriormente. Desta forma, excelentes ajustes dos padrões de ETR foram obtidos na derivação dos

líquidos representados pelas amostras de ortognaisses tonalíticos para amostras de diqueletes (eg., GM-17!GM-17A e GM-67B!GM-67A) e entre diqueletes (GM-74B!GM74A).

Na segunda etapa de elaboração do modelo petrogenético dos Ortognaisses Cipó, o processo de fusão parcial em equilíbrio foi testado para estimar 1<sup>a</sup>) a composição da fonte das fusões que originaram os líquidos de composição tonalítica e 2<sup>a</sup>) os graus de fusão compatíveis com a assinatura geoquímica dos mesmos. Para tanto, considerou-se a composição média dos anfibolitos Algodões,

ocorrentes na região, como as prováveis fontes a serem usadas pra estimar os padrões ETR resultante dos processos de fusão parcial. Os valores calculados para padrões ETR apontaram que pelo processo de fusão parcial em equilíbrio (batch melting) é possível estimar um resíduo sólido rico em granada (e.g., granada-anfibolito composto por clino-piroxênio ~13%, granada ~10%, hornblenda ~49%, plagioclásio  $An_{60}$  ~24%, ilmenita ~2% e magnetita ~2%) em graus de fusão variando de 10% a 40%, como observados nos cálculos utilizando as amostras GM-67B, GM-88A, GM-17 e GM16.

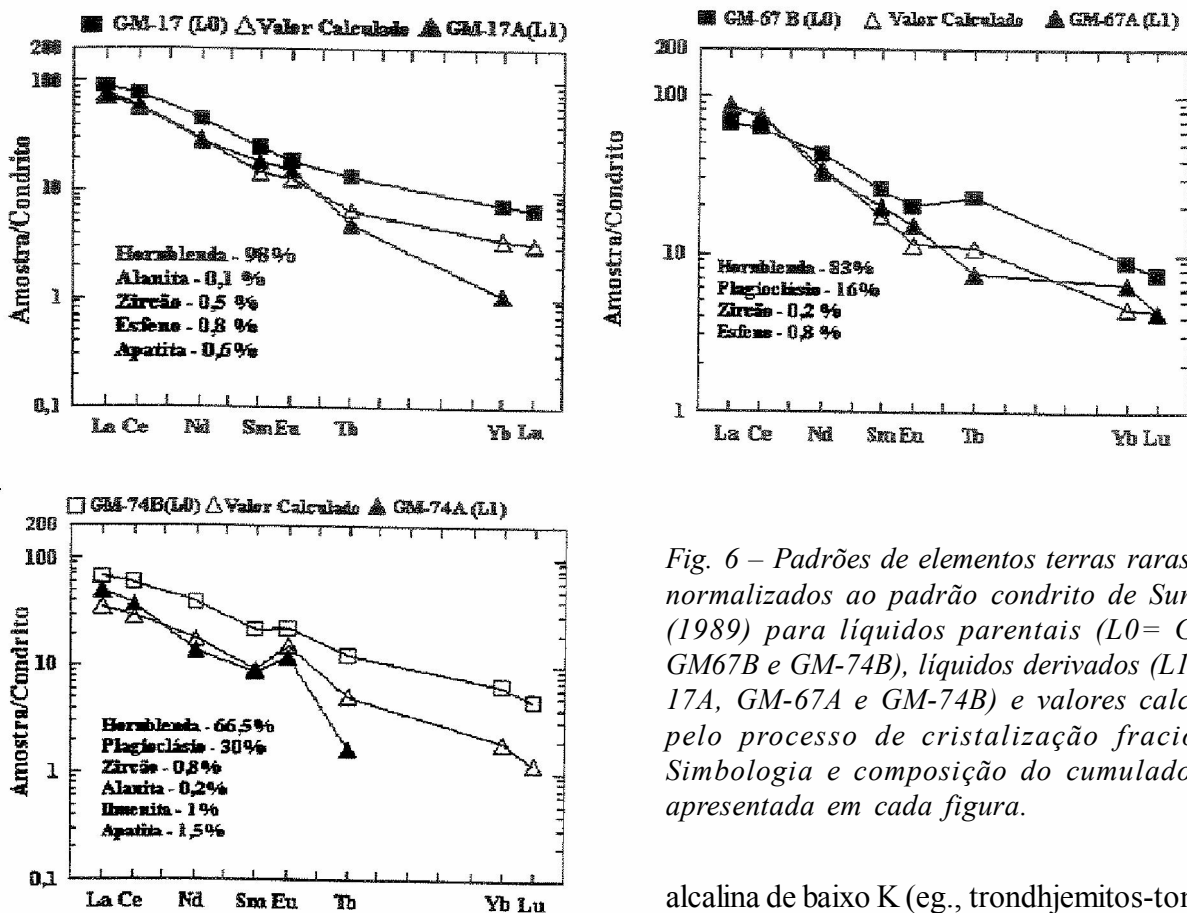


Fig. 6 – Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados ao padrão condrito de Sun et al. (1989) para líquidos parentais (L0= GM-17, GM67B e GM-74B), líquidos derivados (L1= GM-17A, GM-67A e GM-74B) e valores calculados pelo processo de cristalização fracionada. Simbologia e composição do cumulado como apresentada em cada figura.

Notar que os valores calculados para graus de fusão variando entre 10% e 20%, apresentam ajustes melhores com os padrões observados nas amostras (Fig. 7).

## 5. Discussão e Conclusões

A formação de suítes de natureza cálcio -

alcalina de baixo K (eg., trondhjemitos-tonalitos-granodioritos) tem sido investigada frequentemente em terrenos arqueanos do tipo greenstone belts (Martin, 1987; Roger & Callahan, 1989; Rollinson & Windley, 1980, etc), como também em terrenos modernos (Bartholomew & Tarney, 1984; Rogers et al., 1985; etc). A origem destas suítes tem sido explicada pela fusão (graus de fusão entre 10% e 40%) de uma crosta basáltica transformada em granada-anfibolito (cf. Martin, 1987), restando resíduos compostos por hornblenda, plagioclásio,

clinopiroxênio e granada, além de quantidades menores de ilmenita e magnetita. Posteriormente, a cristalização de pequenas quantidades ( $1-F < 40$ ) de hornblenda, plagioclásio, ilmenita e ocasionalmente alanita e/ou zircão, induziria a diferenciação dos líquidos parentais e a formação de plútons trondhjemiticos-tonalítico e granodioríticos.

Drummond & Defant (1991) realçaram as várias similaridades geoquímicas entre trondhjemitos-tonalitos de alta alumina do Arqueano e os de idades cenozóica e, com estudos experimentais e de modelamentos geoquímicos, apontaram para a produção destas rochas a partir da fusão do bloco oceânico com um resíduo eclogítico ou anfibolítico em ambientes de arco magmático onde uma crosta oceânica jovem (~20-30 Ma) e aquecida é subductada.

Baseado em modelagem geoquímica e geofísica, Petford & Artherton (1996) sugerem que as rochas do Batólito Cordillera Blanca (Peru) são muito semelhantes aos trondhjemitos de idades arqueana. Entretanto, nesse batólito não ocorre fusão da crosta oceânica subductada como sugerido por Martin (1987) e Drummond & Defant (1991).

Segundo Petford & Artherton (1996), magmas portadores de aparente assinatura geoquímica “arqueana” podem ser produzidos em crosta continental profunda (~50 km), onde a granada e o anfibólio são estáveis. Portanto, o pressuposto crítico para as fontes dos tonalitos-trondhjemitos de alta alumina é que contenham no resíduo granada e anfibólio, e pouco ou nenhum plagioclásio. De forma que os líquidos parentais sejam ricos em alumina, com alta razão  $(La/Yb)_n$  e alto  $Na_2O$  e Sr.

Tab. 2 – Cálculos para o processo de cristalização fracionada usando amostras dos ortognaisses e entre ortognaisses e diqueletes ( $L_0$  – líquido inicial,  $L_1$  – líquido final,  $\Sigma res^2$  – somatório dos quadrados dos resíduos, AMF - assembléia mineral fracionada, Hb – hornblenda, Plg-An<sub>60</sub> – Plagioclásio Labradorita, Magt – magnetita, %  $L_0$  Cristal – percentual cristalizado do líquido inicial).

$L_0?$ $L_1$	$\Sigma res^2$	AMF	% $L_0$ Cristal
GM-48 <sub>?</sub> GM-51	1,06	Hb (8,87%), Plg-An <sub>60</sub> (4,91%)	13,77%
GM-51 <sub>?</sub> GM-67B	2,04	Hb (1,93%), Plg-An <sub>60</sub> (6,58%), Magt (1,09%)	9,06%
GM-67B <sub>?</sub> GM-16	1,61	Hb (8,75%)	8,75%
GM-16 <sub>?</sub> GM-79	0,51	Hb (5,73%), Plg-An <sub>60</sub> (9,40%), Magt (0,37%)	15,50%
GM-17 <sub>?</sub> GM-17A	2,36	Hb (24,87%)	24,87%
GM-67B <sub>?</sub> GM-67A	1,91	Hb (33,52%), Plg-An <sub>60</sub> (6,69%)	40,22%
GM-74B <sub>?</sub> GM-74A	2,12	Hb (21,23%), Plg-An <sub>60</sub> (13,03%)	34,26%

Johnson et al. (1997) recorreram ao modelo de fusão parcial da crosta inferior de arco de ilha em condições de alta pressão de  $H_2O$ , para explicar a origem de tonalitos ricos em alumina, de idade do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Neste caso, provavelmente, o processo de fusão ocorreu em consequência do *underplating* de magmas basálticos. Estudo geoquímicos em tonalitos ricos em alumina, de idades arqueanas e juvenis têm reforçado a importância da tectônica de placas neste período (Windley, 1996).

De acordo com Beard (1995), a fusão experimental de anfibolito com baixo K saturado em água a pressões iguais ou menores do que 700 MPA e temperaturas de 850-1000°C, fornece

líquidos empobrecidos em ferro e ricos em alumina, os quais não se assemelham aos típicos tonalitos/dacitos de arco de ilhas (e.g., dacitos/tonalitos com  $SiO_2$  e” 65%,  $K_2O < 3\%$ ,  $Na_2O/K_2O$  e” 1,  $Y > 20$  e  $Sr/Y < 20$ ). Beard (1995) ressaltou que o efeito da redução da estabilidade termal do plagioclásio e a alta estabilidade termal da magnetita resulta no enriquecimento de alumina e em baixas concentrações de ferro.

Em termos de características da natureza geoquímica, os ortognaisses tonalitos e diques estudados apresentam características semelhantes às dos adakitos (cf. Drummond & Defant, 1991). Neste sentido, a Tab. 3 apresenta uma comparação entre os valores de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ , Sr,  $Na_2O$ , Y

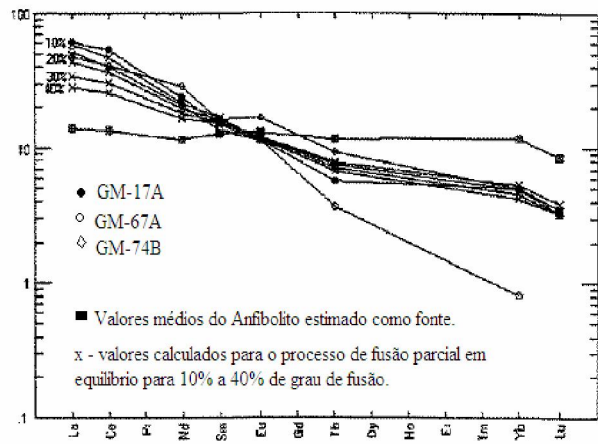
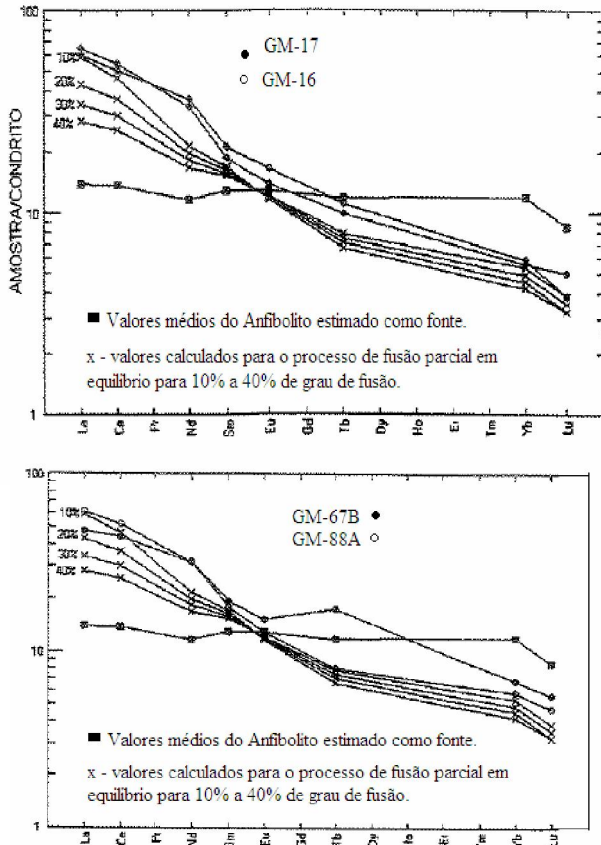


Fig. 7 – Padrões de elementos terras raras (ETR) e padrões calculados pelo processo de fusão parcial em equilíbrio modal para variações de 10% a 40% de grau de fusão partir de fonte anfibolítica estimada, obtendo-se um resíduo sólido um granada anfibolito (clino-piroxênio 13%, granada 10%, hornblenda 49%, plagioclásio com An<sub>60</sub> 24%, ilmenita 2% e magnetita 2%), todos normalizados ao padrão condrito de Sun et al. (1989)

e Yb, e das razões La/Yb, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O e Sr/Y entre os adakitos como definidos por Drummond & Defant (1991), Maury et al. (1996) e Martin (1999) e os ortognaisses Cipó.

Por fim, a gênese de suítes magmáticas com as características petrológicas como as descritas anteriormente não apontam inequivocamente para terem sido formadas em ambientes de supra-

subducção por fusões derivadas do *slab*. Entretanto, para o caso em análise e considerando os dados isotópicos de Nd apresentados por Martins et al. (2009), com variação dos  $\epsilon\text{Nd}_{t=2,13\text{ Ga}}$  (+1,53, +1,63, +1,89), as possibilidades de fontes restringem-se a materiais de curta residência crustal, incluindo entre outras, a própria fusão dos anfibolitos Algodões, como modelado neste trabalho.

Tab. 3 – Comparação entre a composição química de adakitos típicos (cf. Drummond & Defant, 1991, entre outros) e os Ortognaisses Cipó.

	Adakitos	Ortognaisses Cipó
SiO <sub>2</sub> (pp%)	>56	57 – 74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (pp%)	>15	14 – 17
MgO (pp%)	<3	<4,7
Na <sub>2</sub> O	3,5% ? Na <sub>2</sub> O ? 7,5%	1,1% ? Na <sub>2</sub> O ? 5,35%
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,42	0,43
Sr (ppm)	>300	> 480
Y (ppm)	<18	<15
Yb (ppm)	<1,9	<1,5
La/Yb	>20	10 – 18
Sr/Y	>40	> 40

## Referências Bibliográficas

- Bartholomew, D. S. & Tarney, J., 1984. Geochemical characteristic of magmatism in the southern Andes (45-46°S). In: *Andean Magmatism, Chemical and Isotopic Constraints*, R. S. Harmon & A. Barreiro (eds.), pp. 220-229, Cheshire, England.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1989. Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites. *Science* 144, 195–197.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *J. Petrol.* 32, 465–501
- Beard, J. S., 1995. Experimental, geological and geochemical constraints on the origins of low-K silicic magmas in oceanic arcs. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, pp. 15593-15600.
- Condie, K.C., 1981. *Archaean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam. 434 pp.
- Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos* 80: 33-44.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans Roy Soc Edin* 73: 135-149.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1991. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 21503–21521.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Johnson, K., Barnes, G.C. & Miller, C.A., 1997. Petrology, geochemistry and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornupia stock, Blues Mountains, Northeastern Oregon. *Journal of Petrology*, vol. 38, n. 11, pp. 1585-1611.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117–132.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (5), 579–595.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, vol. 28, pp. 921-953.
- Martin, H., 1988. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geocienc.* 17, 360–365.
- Martin, H., 1991. Programme de modelisation du comportement des elements en traces et programme XLFRAC (version Hervé de 10 octobre 1991), inédito.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3), 411–429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D. 2005. An overview of adakite, TTG and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- Martins, G. ; Oliveira, E. ; Lafon, J. . The Algodões amphibolite tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, v. 15, p. 71-85, 2009.
- Martins, G ; [Oliveira, E. P.](#) . Arcabouço Lito-Estrutural da Suite Metamórfica Algodões-Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, Fortaleza-Ceará, v. 17, n. 1, 2004.
- Miyashiro, 1974 A. Miyashiro, Volcanic rock series in island arcs and continental margins, *American Journal of Science* 274 (1974), pp. 321–355.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S.G.S. Prof. Pap.*, 525B:79-84.
- Petford, N. & Artherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplating basaltic crust: the Cordillera blanca batholith. *Journal of Petrology*, vol. 37, pp. 1491-1521.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.* 51, 1–25.
- Rushmer, 1991; Roger, J. J. W. & Callahan, E. J., 1989. Diapiric trondhjemites of western Dharwar craton, southern India. *Canadian Journal Earth Science*, n. 26, pp. 244-256.
- Rogers, G. A., Saunders, D., Terrel, D. J., Verma, S. P. and Marriner, G. F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, n. 315, pp. 389-392.
- Rollinson, H. R. & Windley, B. F., 1980. An Archaean granulite-grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and Origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, n. 72, pp. 265-281.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 41–59.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 422–432.
- Shand, S. J., 1947. *Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore deposits*. Murby E., London, U. K., 4<sup>th</sup> ed., 488 pp.

- Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, 222–224.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 1999. High-Mg diorite from the Archaean Pilbara Craton: anorogenic magmas derived from a subduction-modified mantle. *Geol. Surv. West. Aust. Annu. Rev.* 1998–1999, 45–59.
- Sorensen, S.S., 1988. Petrology of amphibolite-facies mafic and ultramafic rocks from Catalina schist, southern California: metamorphism and migmatization in a subduction zone metamorphic setting. *J. Metamorph. Geol.* 6, 405–435.
- Sorensen, S.S., Barton, M.D., 1987. Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina schist, southern California. *Geology* 15, 115–118.
- Sorensen, S.S., Grossman, J.N., 1989. Enrichment in trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina schist, southern California. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 3155–3177.
- Stern, R., 1989. Petrogenesis of the Archaean Sanukitoid Suite. State University at Stony Brook, New York. 275 pp.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., 1991. Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32, 201–238.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42:313–345.
- Stormer, J. C. & Nicholls, J., 1978. XLFAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience* 4, 143–159.
- Teixeira, M. L. A. ; Martins, G ; [Castro, D. L.](#) ; Branco, R. M. G. C. . Controles Geofísicos e Lito-estruturais sobre a Ocorrência de Corpos Anfíbolíticos na Região de Madalena, Domínio Ceará Central da Província Borborema. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, Fortaleza - Ceará, v. 17, n. 2, 2005.
- Windley, B. F., 1996. *The Evolving Continents*, 399 pp. John Wiley (eds.), New York.
- Winther, T.K., Newton, R.C., 1991. Experimental melting of an hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 39.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 44, 151–179.

#### **Apêndice:**

Procedimentos analíticos para obtenção dos dados geoquímicos—Os elementos maiores e em traços foram analisados num espectrômetro de fluorescência de raio-X de marca Philips PW2100 no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) usando pastilhas prensadas e fundidas. A qualidade dos dados foi controlada rotineiramente através da análise dos padrões internacionais de referência W-2 e BHVO para elementos maiores e RGN-a e WSE para elementos em traços. O erro relativo permaneceu entre 0,4-1,5% para elementos maiores e menores, enquanto para elementos em traços em torno de 1,5% a 1,0%. As análises dos elementos terras raras, além de Ta, Hf e Co, foram obtidas pelo método de espectrometria por ativação neutrônica no Instituto de Pesquisas em Energia Nuclear (IPEN) da Universidade de São Paulo, seguindo os procedimentos analíticos de Figueiredo & Marques (1989), sendo a precisão dos resultados obtidos verificadas pelas análises de materiais de referência como o granito GS-N e o basalto BE-N (GIT-IWG), apresentando precisão

analítica e erro relativo melhor do que 10%. Dados em anexo Tab. 1.



**Anexo***Tab. 1 - Análises químicas de elementos maiores e em traços das amostras coletadas dos Ortognaisses Cipó.*

	GM-24A	GM-88B	GM-17	GM-67A	GM-74A	GM-74B	GM-20A	GM-16	GM-32
LITOTIPO	Ort. Ton.	Ort. Grd.	Ort. Grd.	Dlet Gr.	Dlet Gr.	Ort. Grd.	Dique Mand	Ort. Ton	Dique Mand
Lat.	0464502	0469145	0469011	0464343			0472459	0461976	0475075
Long.	9452134	9447427	9449811	9445393			9452132	9447864	9451951
SiO <sub>2</sub>	51,88	51,46	63,94	74,65	72,73	63,53	61,26	62,82	69,25
TiO <sub>2</sub>	1,067	0,841	0,654	0,281	0,289	0,748	0,914	0,643	0,837
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,02	16,8	15,24	14,41	15,31	17,24	16,64	15,81	15,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,07	9,78	5,63	1,84	1,83	5,5	6,42	5,55	3,26
MnO	0,099	0,152	0,077	0,033	0,022	0,077	0,091	0,075	0,029
MgO	5,704	7,05	3,425	0,549	0,618	2,176	3,392	3,245	0,907
CaO	7,37	8,44	5,28	2,34	2,35	4,81	5,68	5,59	2,45
Na <sub>2</sub> O	4,68	3,98	4,06	4,65	4,71	4,66	4,27	4,36	3,6
K <sub>2</sub> O	1,66	1,22	1,48	2,22	2,6	1,46	1,76	1,17	4,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,629	0,285	0,192	0,09	0,101	0,264	0,428	0,222	0,22
%PF	0,63	0,71	0,43	0,25	0,27	0,63	0,54	0,47	0,29
SOMA	99,81	100,72	100,42	101,32	100,83	101,05	101,38	99,96	100,52
Cr	152	52	127	51	38	20	79	110	31
Nb		5	4	13		4	6	4	6
Ni	92	50	63				24	75	
Rb	34	26	40	50	45	36	47	30	148
Sr	1510	712	605	508	637	778	922	765	550
V	134	200	99			84	109	96	38
Y	16	15	13	11		11	12	13	9
Zn	115	101	74	42	50	71	93	82	87
Zr	261	99	176	132	111	112	174	141	485
La		23,1	21,5	20,3	11,7	15,8	39,5	19,9	79
Ce		56	44	46	22,3	35,4	81	40	173
Nd		32	23	15	6,5	18	35	23	64
Sm		6,06	4,3	3,06	1,35	3,31	6,2	4,3	8,3
Eu		2,01	1,26	0,88	0,68	1,27	2,01	1,26	1,69
Tb		0,75	0,55	0,28	0,06	0,46	0,51	0,55	0,53
Yb		1,3	1,28	1,1		1,1	0,7	1,28	0,48
Lu		0,16	0,13	0,11		0,12	0,09	0,13	
Co		40	19,8	3,4	4,4	15,1	19,3	19	5,8
Hf		2,12	4,74	4,12	3,15	2,8	3,95	3,15	6,7
Sc		27,2	13,3	2,18	2,17	11,7	12,7	13,2	2,9
Th			1,77	1,18	0,89	1,99	4,88	0,3	16,5
Ba			538	1191	1627	596	892	482	1913
Ta			0,34	1,76		0,26	0,41	0,11	0,57
U							1,4		1,5

Continuação da Tabela 1.

LITOTIPO	AG-22 Ort. Qdr.	AG-24 Ort. Qdr.	GM-47B Ort. Qdr.	GM-88A Dlet Gr.	GM-79 Ort. Ton.	GM-51 Ort. Qdr.	GM-48 Ort. Qdr	GM-19 Ort. Qdr	GM-17A Dlet Gr.	GM67B Dlet Gr.
Lat.			0476066	0469145	0461485	0480339	0477084	0470214	0469011	0464343
Long.			9456077	9447427	9452425	9459130	9456609	9450173	9449811	9445393
SiO <sub>2</sub>	56,12	52,57	53,44	63,99	66,78	59,36	57,74	51,84	71,21	61,96
TiO <sub>2</sub>	0,741	0,797	1,119	0,633	0,622	0,99	0,118	0,586	0,266	0,651
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,52	12,6	18,7	14,99	14,62	15,75	16,36	8,95	16,3	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,11	11,68	8,23	5,77	5,15	6,88	7,63	10,43	1,88	6,32
MnO	0,129	0,185	0,128	0,081	0,068	0,098	0,106	0,187	0,02	0,094
MgO	10,923	8,254	4,732	4,374	2,93	4,098	4,854	12,703	0,528	4,722
CaO	10,72	10,94	8	5,52	4,65	5,66	6,64	12,66	2,12	5,64
Na <sub>2</sub> O	1,98	1,53	4,64	3,81	4,11	3,86	3,96	1,1	5,35	3,66
K <sub>2</sub> O	0,47	0,64	0,72	1,67	1,4	2,49	1,83	0,26	3,22	1,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,316	0,176	0,353	0,186	0,17	0,49	0,591	0,093	0,131	0,213
%PF	0,52	0,67	0,58	0,36	0,69	0,53	0,54	0,68	0,3	0,58
SOMA	99,55	100,02	100,65	101,38	101,19	100,21	100,37	99,49	101,39	100,88
Cr	1173	421	45	210	112	143	191	1141	27	228
Nb	7	4	9	5	4	8	9			7
Ni	210	64	33	80	38	55	75	109		81
Rb	4	11	6	48	32	111	48	4	46	58
Sr	513	241	1357	534	635	834	950	304	1151	530
V	143	293	143	116	92	127	128	271	34	105
Y	14	21	18	11	15	18	17	14	3	15
Zn	90	93	114	71	73	90	96	82	71	83
Zr	118	65	210	141	177	205	163	41	151	135
La				20					17,1	15,7
Ce				45					35	38
Nd				20					13	20
Sm				3,6					2,79	3,9
Eu				0,99					0,87	1,16
Tb				0,4					0,18	0,86
Yb				1,29					0,18	1,5
Lu				0,16						0,19
Co				22,5					2,7	
Hf				3,92					3,89	
Sc				14,4					1,22	
Th				1,4					1,55	
Ba				523					1711	
Ta				0,34					0,27	
U										