

Os gabros apresentam composição mineral constituída de plagioclásio, quartzo e piroxênio, além dos minerais acessórios apatita e titanita. Os grãos anfibólio constituem os principais minerais secundários (Tabela 5).

Os grãos de plagioclásio são incolores, apresentam hábito tabular a prismático, contornos anédricos a subédricos com geminação múltipla. A granulometria é média (1–3 mm), raramente grossa (>3 mm). Em alguns dos fenocristais de plagioclásio, observa-se corrosão (Figura 37).

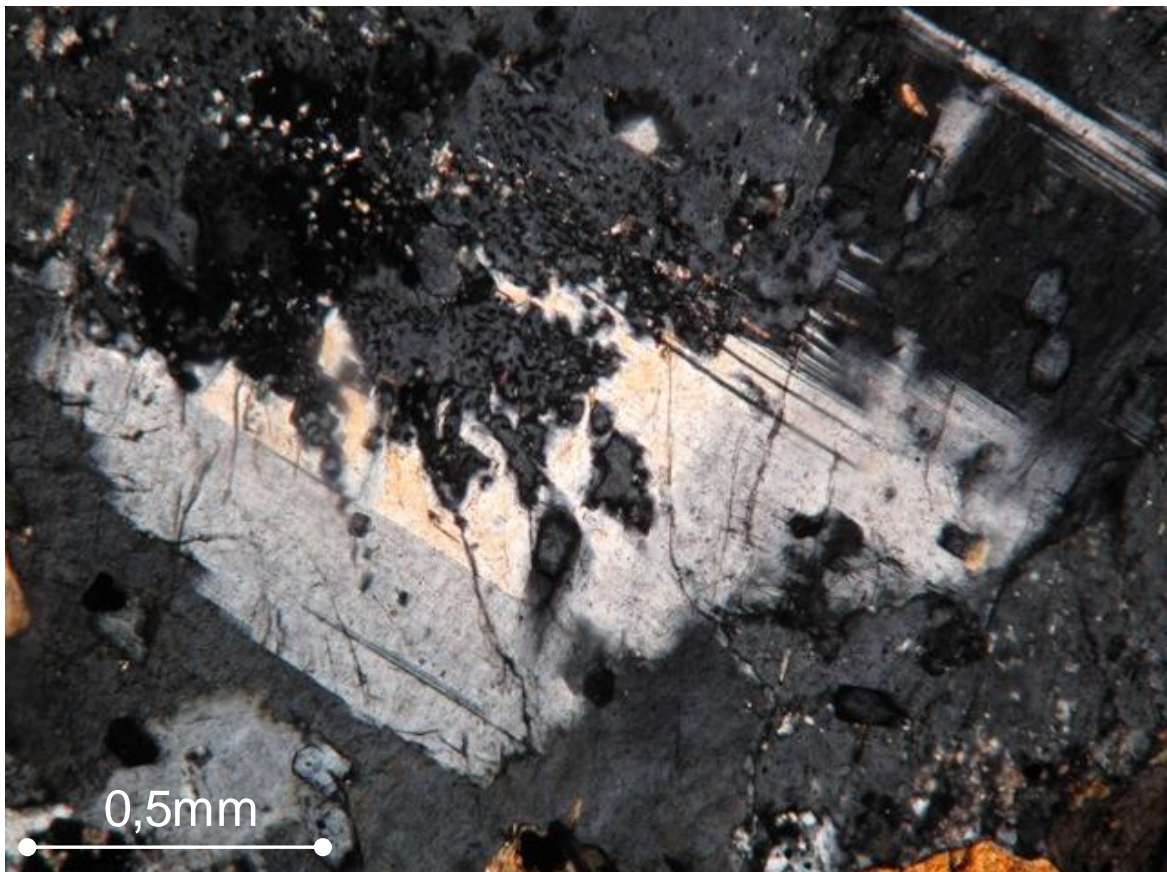


Figura 37 - Fenocristal de plagioclásio com geminação múltipla e corrosão. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03.

O quartzo é anédrico a subédrico. É incolor e têm extinção ondulante. A granulometria é média (1–3 mm) e não raro, o quartzo é observado intercrescido junto ao plagioclásio, configurando uma textura mirmequítica (Figura 38).

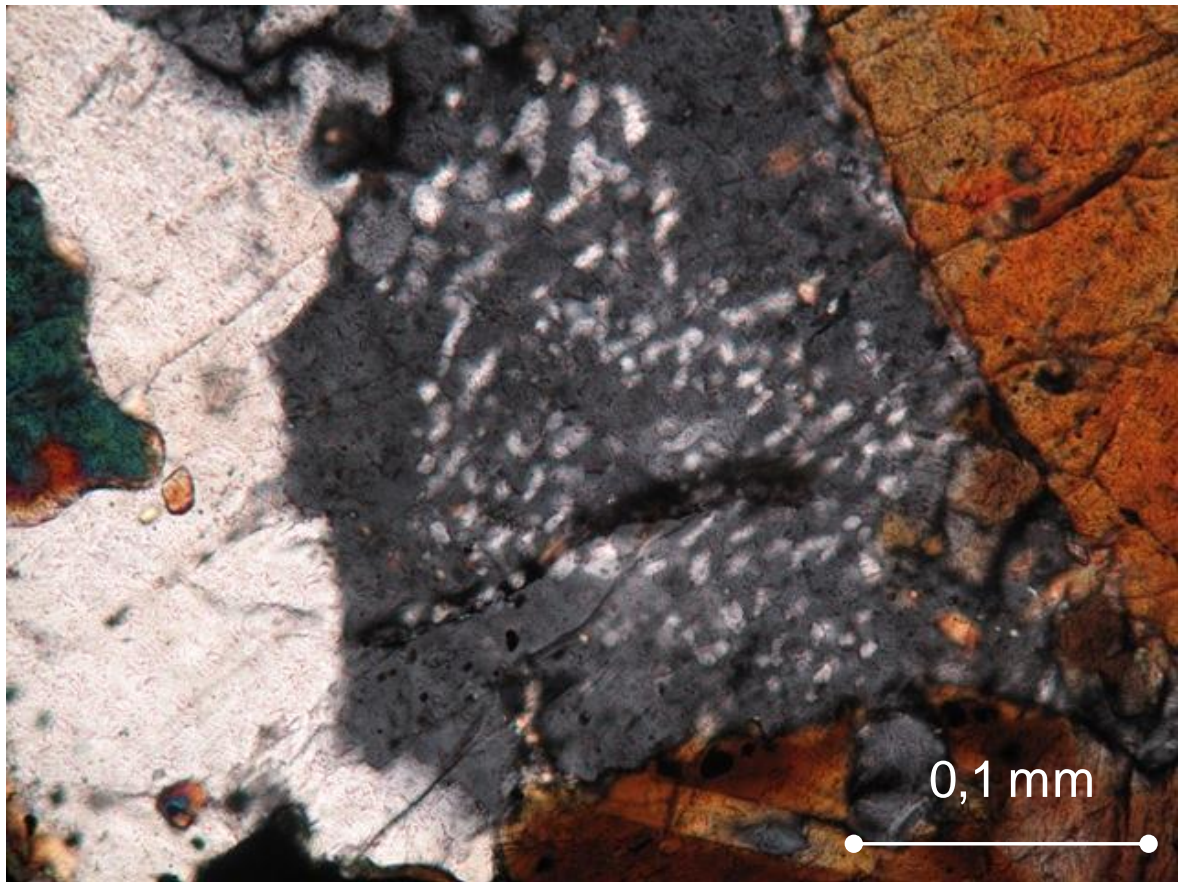


Figura 38 - Textura mirmequítica com intercrescimento de quartzo e plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03.

Os grãos piroxênio apresentam cor natural rosa a marrom claro, pleocroísmo médio e hábito tabular a prismático. O formato desses minerais varia de anédrico a subédrico com uma granulometria predominantemente média (1–3 mm) podendo chegar até grossa (>3 mm). Os grãos piroxênio mostram-se variavelmente alterados.

Os cristais de apatita representam os minerais acessórios mais comuns seguidos das titanitas. Ambas apresentam formato euédrico, em geral, hábito prismático e granulometria de fina (<1 mm) a média (1–3 mm). Esses cristais de apatita, em especial, são as principais inclusões nos anfibólios secundários, caracterizando a textura poiquilítica (Figura 39).

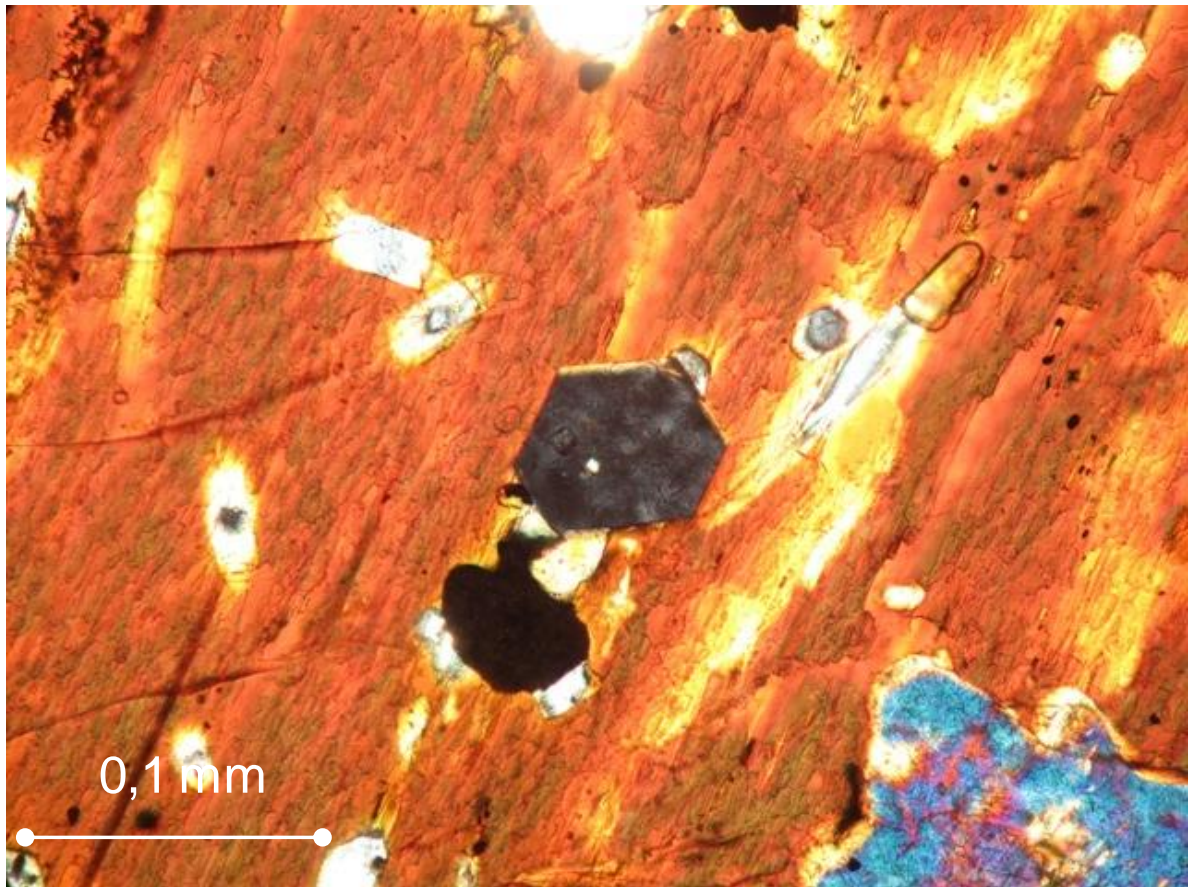


Figura 39 - Textura poiquilítica com inclusões de apatita em anfibólio. Nicóis cruzados. Amostra: MSJ-GM-03.

Estruturas são relativamente raras nessas amostras. Fraturas e veios são mais comuns próximo a contatos com a rocha encaixante enquanto as vesículas, parcialmente preenchidas por material carbonático, são registradas em rochas com estado de alteração mais avançado.

O diabásio alcalino é equigranular, apresenta um estado de alteração relativamente elevado com a composição mineral definida basicamente por plagioclásio e piroxênio. Saussurita e uralita são minerais secundários presentes, e os minerais opacos são os principais acessórios (Tabela 5).

Os grãos de plagioclásio são incolores e têm geminação múltipla. Apresentam formato subédrico a anédrico com hábito tabular. Em geral, os fenocristais têm granulometria média (1–3 mm) com grande quantidade de fraturas preenchidas por

saussurita. Mas raramente, os grãos de plagioclásio são encontrados corroídos com avançado estado de alteração (Figura 40).



Figura 40 - Fenocristal de plagioclásio com geminação múltipla corroído e parcialmente saussuritizado. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-02a.

Os cristais de piroxênio aparecem em menor proporção quando comparados aos cristais de plagioclásio. Eles são de cor natural marrom e com forte pleocroísmo além de hábito tabular a prismático e formato subédrico a anédrico. Os grãos são bastante fraturados e, por vezes, bastante alterados (Figura 41).

### 3.4 Evidências petrográficas para processos petrogenéticos

Algumas das feições petrográficas descritas no item anterior, tais como corrosão e zonamento em fenocristais, indicam processos de desequilíbrio cristal-líquido (Figura 42). De fato, processos de hibridização já foram identificados em suítes alcalinas fortemente insaturadas no Rio de Janeiro, entre lamprófiros alcalinos e fonolitos agpaíticos (VALENTE, 1997). Por outro lado, a petrografia também

aponta para a possibilidade de processos evolutivos envolvendo cristalização fracionada, principalmente de fases máficas devolatizadas, tais como olivina e clinopiroxênio, e também volatizadas, tais como kaersurtita e biotita. Muito embora haja evidências de campo e, subordinadamente, também petrográficas (por exemplo.: microxenólitos) para processo evolutivo envolvendo assimilação, o mesmo, em geral, é difícil de resultar em mudanças químicas significativas em líquidos lamprofíricos dados os elevados teores em elementos traços incompatíveis dos mesmos.

A seguir, serão apresentados os dados litogeoquímicos das rochas estudadas. Posteriormente, os dados litogeoquímicos, petrográficos e de campo serão integrados na investigação de processos petrogenéticos (Capítulo 4).

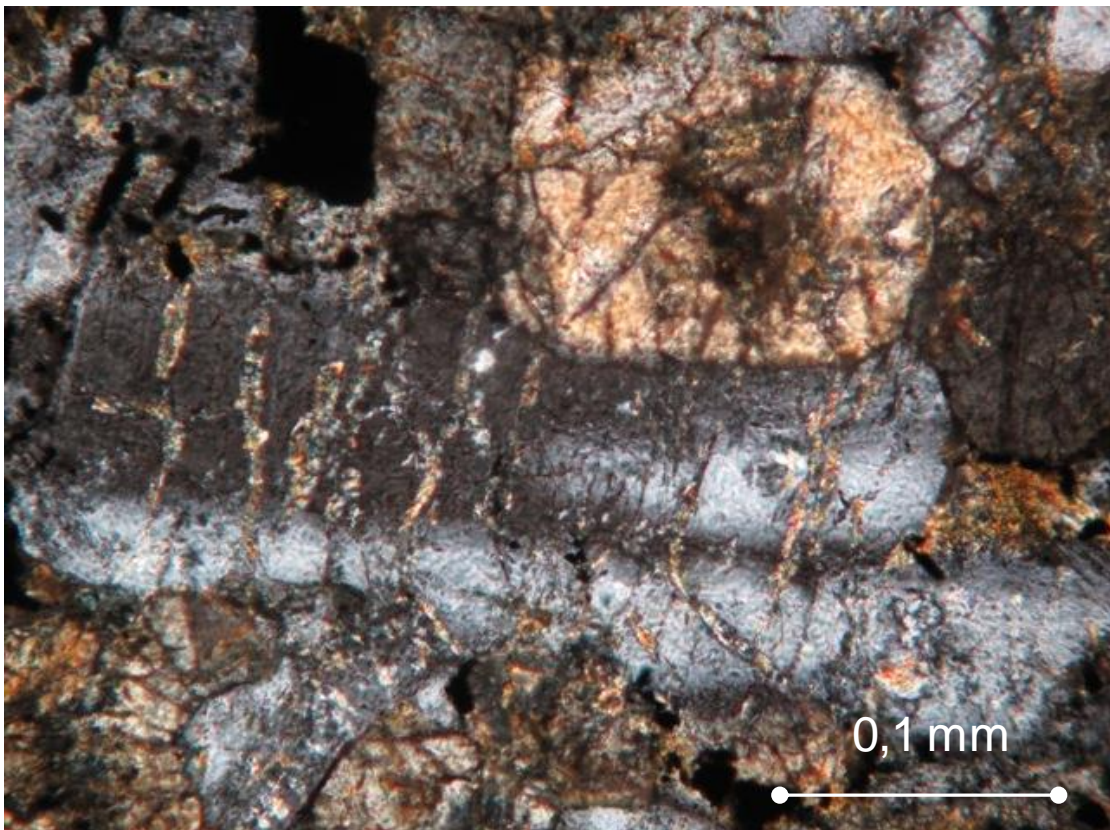


Figura 41 - Fenocristais de plagioclásio e piroxênios fraturados e alterados. Saussurita preenche as fraturas do plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra: ITB-GM-02a.

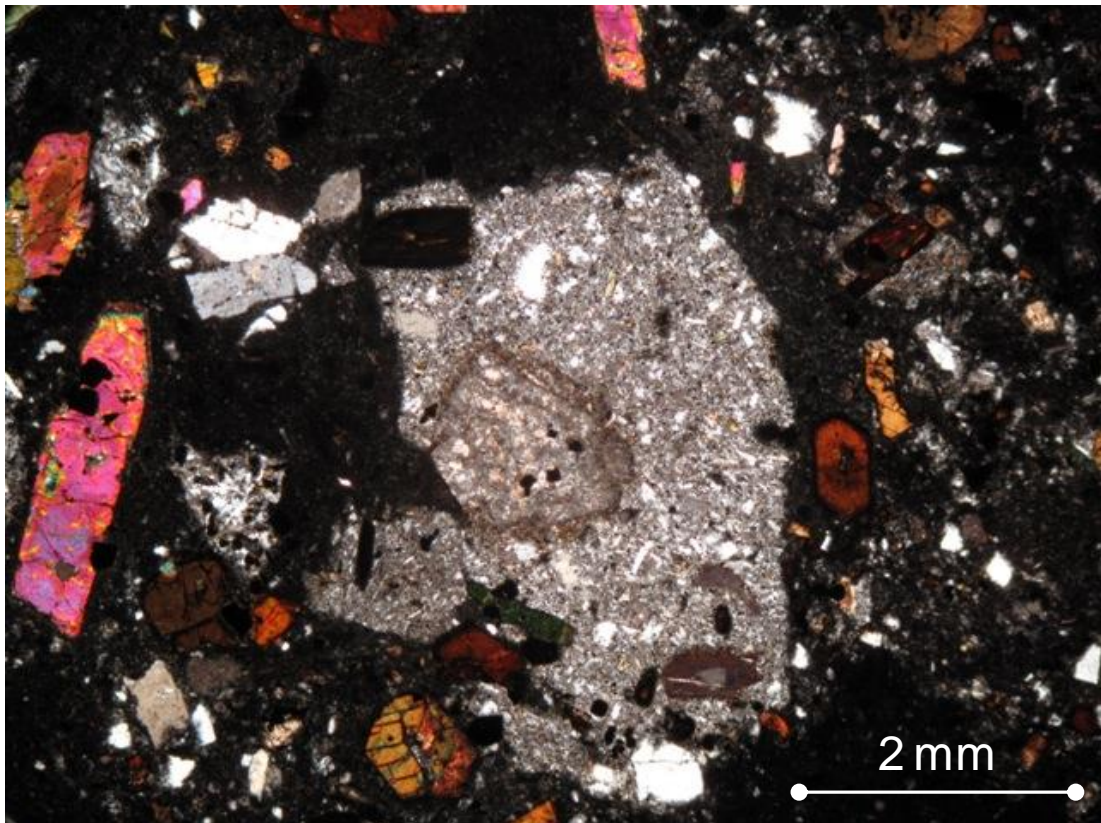


Figura 42 - Enclave fonolítico em líquido lamprofírico alcalino denotando possível mistura de magmas. Notar, também, o zonamento e corrosão nos microfenocristais de clinopiroxênio e kaersurtita. Nicóis cruzados. Amostra: RE-GM-02.

### 3.5 Litogeoquímica

Trinta e oito amostras foram analisadas nesta dissertação de mestrado (Anexo II), sendo elas provenientes dos seguintes complexos alcalinos (Anexo I): Itatiaia (10), Tanguá (3), Morro de São João (6), Passa Quatro (8), Gericinó-Mendanha (5), Rio Bonito (2) e Morro Redondo (4). As técnicas utilizadas nas análises litogeoquímicas estão descritas sumariamente no Anexo III.

Os valores das somas dos óxidos (em percentagem de peso) variaram entre 97,83% e 100,85%. Os valores mais baixos podem estar relacionados à alguma perda de álcalis durante o processo de fusão executado para a análise das amostras (Anexo III) ou, alternativamente, a processos pós-magmáticos.

Os valores de perda ao fogo (PF) de algumas amostras são bastante elevados (por exemplo, até cerca de 13% peso; Anexo II). No entanto, estas

amostras foram classificadas como lamprófiros alcalinos com base na petrografia, sendo as mesmas constituídas por volumes elevados de biotita e kaersutita (Capítulo 3.2), o que poderia explicar os valores altos de PF.

No caso da PF, o valor elevado de coeficiente de variação deve resultar da amostragem de lamprófiros e fonolitos, respectivamente com teores tipicamente elevados e baixos de PF. O mesmo se aplica ao MgO. No caso dos álcalis, é possível que tenha havido perda destes elementos durante a fusão relacionada ao procedimento analítico, conforme comentado anteriormente. No entanto, dado o número de complexos alcalinos estudados (sete) e a variação litológica das amostras analisadas (Capítulo 3.2), muito possivelmente os valores elevados de coeficientes de variação resultam da existência de diferentes séries ou suítes na área de estudo.

Os valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrões e coeficientes de variação dos óxidos analisados são apresentados na Tabela 6. Alguns valores de coeficientes de variação estão elevados, o que pode indicar: 1) análise de amostras alteradas, 2) erros analíticos, 3) existência de mais de uma suíte ou série ou 4) uma combinação destes fatores.

Tabela 6 - Valores mínimos, máximos, médias, desvios-padrões e coeficientes de variação dos óxidos analisados. PF = perda ao fogo.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$  = ferro total sob a forma de ferro férrico.

Óxidos	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	Coeficiente de variação
$\text{SiO}_2$	31,95	62,02	46,98	8,31	0,18
$\text{TiO}_2$	0,16	7,03	2,54	1,82	0,71
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9,60	22,91	16,04	3,94	0,25
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$	1,95	17,45	8,94	5,01	0,56
MnO	0,07	0,49	0,22	0,09	0,43
MgO	0,04	10,15	3,85	3,15	0,82
CaO	0,23	15,01	6,63	4,89	0,74
$\text{Na}_2\text{O}$	1,00	10,18	4,43	2,61	0,59
$\text{K}_2\text{O}$	0,75	12,21	4,68	2,61	0,56
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,01	2,14	0,92	0,74	0,80
PF	0,45	13,13	4,22	2,92	0,69
Total	97,83	100,85	99,40	0,84	0,01

Todas as amostras analisadas plotam no campo da série alcalina de rochas magmáticas (Figura 43), sendo majoritariamente miaskíticas ( $0,41 < \text{Na} + \text{K} / \text{Al} < 1,07$ , em proporção molecular; Figura 44).

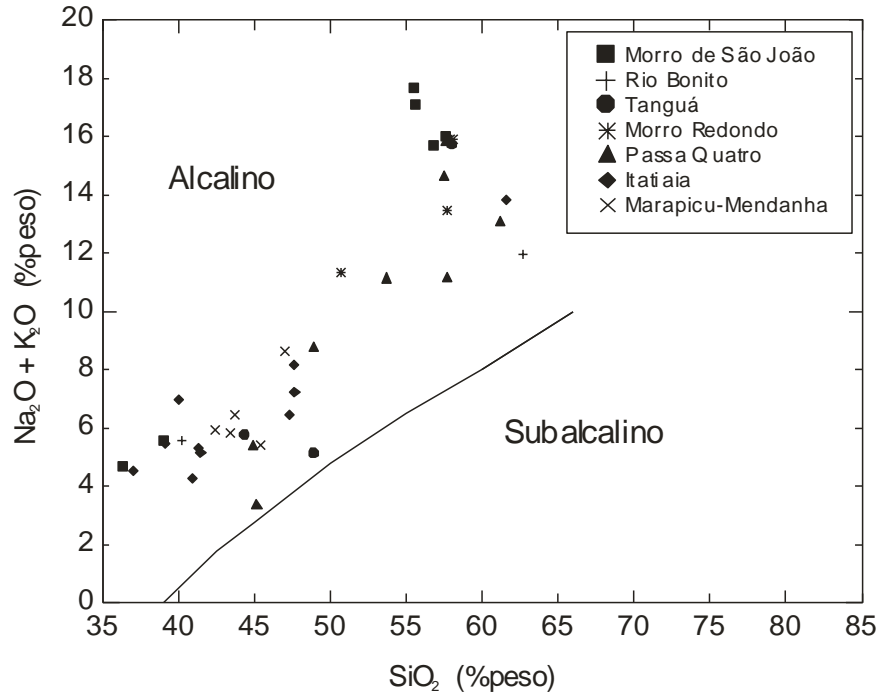


Figura 43 - Diagrama TAS (*total de álcalis x sílica*) de discriminação de séries magmáticas (IRVINE E BARAGAR, 1971) para as amostras estudadas. Amostras recalculadas para 100% em base anídrica.

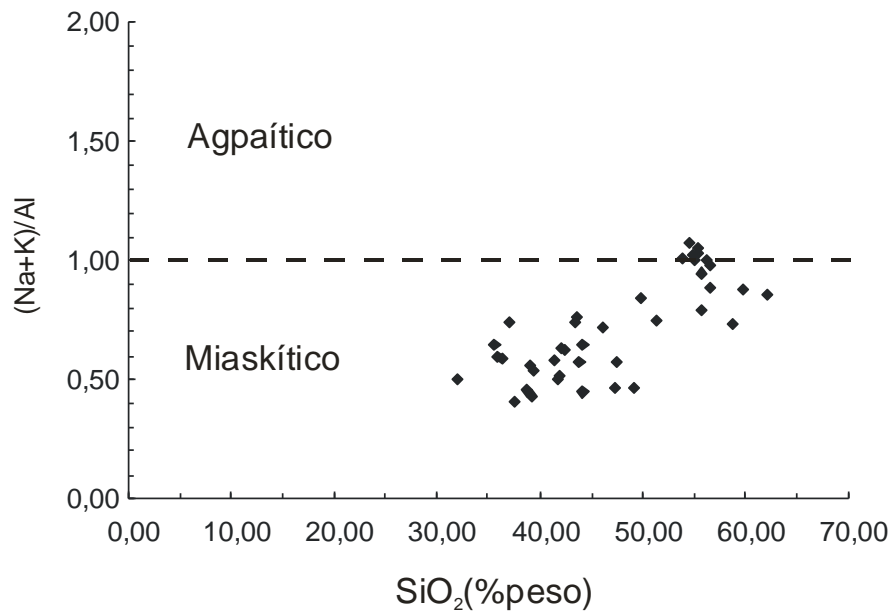


Figura 44 - Diagrama  $\text{SiO}_2$  x  $(\text{Na} + \text{K}) / \text{Al}$  (proporção molecular) de discriminação de séries magmáticas alcalinas para as amostras estudadas.

Fonte: SÖRENSEN, 1974



Rochas agpaíticas foram encontradas nos complexos alcalinos de Passa Quatro, Morro de São João e Morro Redondo, juntamente com tipos miaskíticos. Nos outros quatro complexos alcalinos (Itatiaia, Gericinó-Mendanha, Tanguá e Rio Bonito) só foram encontradas rochas miaskíticas. Nenhum dos complexos alcalinos estudados, portanto, pode ser caracterizado como exclusivamente agpaítico. Similarmente, grupos ultrapotássicos, potássicos e sódicos foram encontrados dentre as amostras analisadas (Figura 45). Todos os complexos alcalinos estudados têm rochas potássicas e sódicas. Por outro lado, rochas ultrapotássicas restringem-se aos complexos alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Passa Quatro e Gericinó-Mendanha.

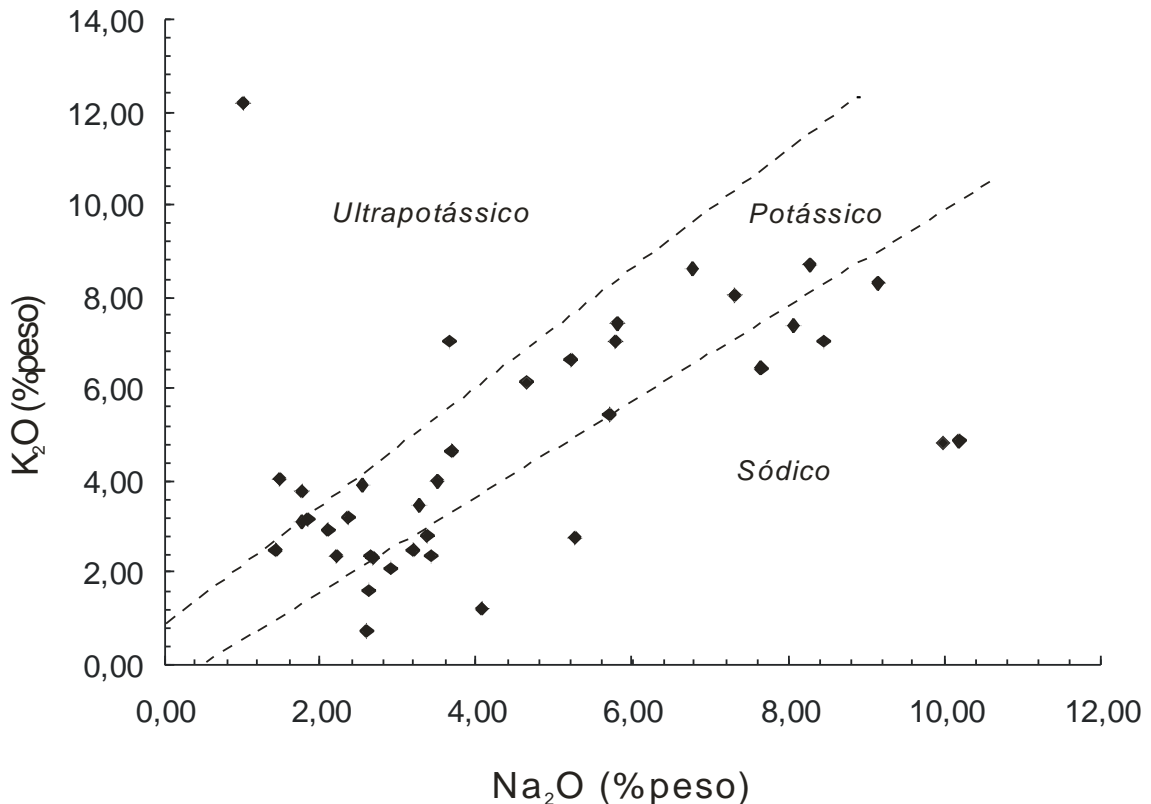


Figura 45 - Diagrama  $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$  de discriminação de séries magmáticas alcalinas (MIDDLEMOST, 1975) para as amostras estudadas.

As amostras estudadas se classificam, predominantemente, como foiditos, basanitos, tefritos, fonotefritos, tefrifonolitos e fonolitos. Subordinadamente, também foram encontrados traquibasaltos, traquiandesitos e traquitos (Figura 46). Portanto, de um modo geral, os complexos alcalinos constituem séries fortemente insaturadas, tendo foiditos, basanitos e tefritos como membros parentais e fonolitos como

membros mais evoluídos. Os membros parentais são lamprófiros alcalinos, à exceção do Morro de São João, onde a composição menos evoluída é representada por um gabro norito (Capítulo 3.2).

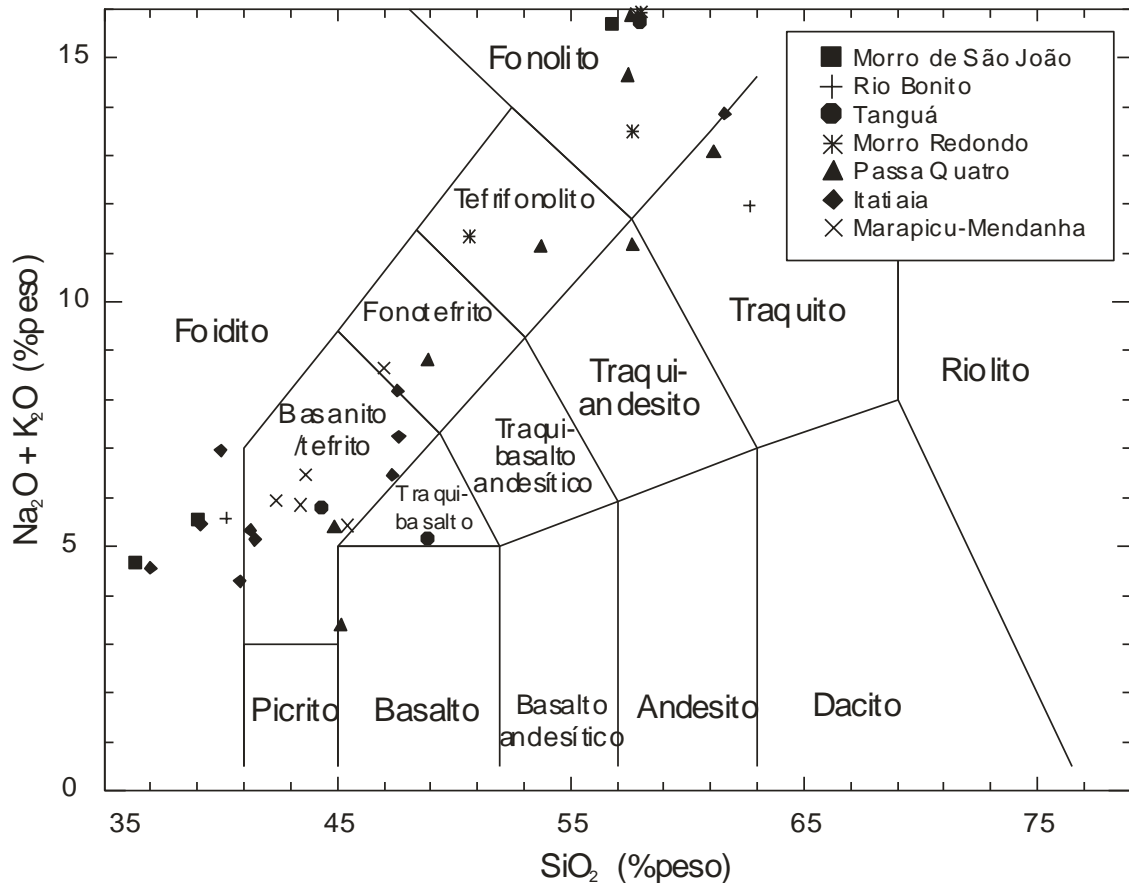


Figura 46 - Diagrama TAS (*total de álcalis x sílica*) de classificação química de rochas para as amostras estudadas. Amostras recalculadas para 100% em base anídrica.

Fonte: LEMAITRE, 2002

O cálculo da norma CIPW foi feito para diferentes valores de razão  $Fe_2O_3/FeO$ , uma vez que as amostras incluem tipos desde pouco até muito evoluídos (MIDDLEMOST, 1989). Os resultados mostraram que todas as rochas têm nefelina normativa, combinada, ou não, com olivina e, menos comumente, leucita (à exceção de Morro Redondo, Passa Quatro e Rio Bonito). Acmita normativa foi encontrada em apenas uma amostra coletada em Passa Quatro (Anexo II).

Os principais resultados obtidos pelo estudo litogeoquímico preliminar são:

1. Todos os complexos alcalinos parecem associados a *trends* evolutivos fortemente insaturados, tendo foiditos e fonolitos como membros parentais e mais evoluídos, respectivamente.
2. Muito embora os complexos alcalinos sejam predominantemente alcalinos miaskíticos, é improvável que as rochas dos diferentes complexos alcalinos possam ser correlacionadas entre si pelo mesmo processo evolutivo. Possivelmente, estes complexos alcalinos representam câmaras magmáticas distintas onde diferentes processos evolutivos tiveram lugar. Mesmo assim, a cogeneticidade entre membros parentais e evoluídos dentro de um mesmo maciço deve ser investigada mais detalhadamente. Isto será feito no próximo capítulo desta dissertação.

## 4 PETROGÊNESE E GEODINÂMICA

### 4.1 Processos evolutivos

A petrogênese magmática envolve o estudo dos processos de fusão parcial, geradores dos magmas primários, e dos processos evolutivos, ou de diferenciação magmática, subsequentes.

Os processos evolutivos ocorrem, comumente, em câmaras magmáticas, resultando nas séries de magmas. Nesta dissertação, as séries magmáticas estudadas são alcalinas, predominantemente miaskíticas e fortemente insaturadas (Capítulo 3.3). Em princípio, será considerado que cada um dos sete complexos alcalinos estudados nesta dissertação corresponde à câmaras magmáticas individuais e isoladas. Em consequência, os processos evolutivos serão avaliados separadamente.

O complexo alcalino localizado mais a leste é o de Morro de São João (Figura 1.1). Oito amostras foram coletadas nos trabalhos de campo, sendo que seis foram selecionadas para análises litogeoquímicas. A qualidade dos afloramentos em Morro de São João é ruim, de modo que todas as amostras coletadas foram blocos *in situ* ou rolados (Capítulo 3.1). Em alguns matacões foi possível observar a estrutura tabular de alguns litotipos máficos coletados. A classificação química mostrou que as rochas coletadas são foiditos (duas amostras) e fonolitos (quatro amostras) (Tabela 7). Os primeiros representam, tipicamente, os membros parentais de séries alcalinas fortemente insaturadas em sílica, enquanto que os últimos representam os membros mais evoluídos destas mesmas séries (Figura 46).

As duas amostras com maiores teores de MgO (foiditos) não têm textura cumulática e devem representar as composições dos líquidos parentais. Os teores de Ni (30-60 ppm) e Cr (<20 ppm) destas amostras são muito baixos para que elas representem, no entanto, líquidos primários.

Tabela 7 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino do Morro de São João. A amostra MSJ-GM-04B não foi incluída na tabela por apresentar totais de óxidos abaixo de 99%. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela.

Amostras	MSJ-GM-05	MSJ-GM-03	MSJ-GM-02A	MSJ-GM-02	MSJ-GM-06
La	257,00	119,00	209,00	110,00	103,00
Ce	557,00	302,00	246,00	121,00	157,00
Pr	66,10	43,10	14,60	7,57	12,40
Nd	258,00	194,00	27,80	15,80	32,30
Sm	44,20	37,30	2,00	1,50	3,50
Eu	12,30	12,40	0,40	0,38	1,03
Gd	31,50	26,70	1,50	1,40	2,60
Tb	4,40	3,60	0,20	0,20	0,40
Dy	22,20	17,20	1,30	1,30	2,20
Ho	3,80	2,80	0,30	0,30	0,50
Er	9,40	6,40	1,20	1,30	1,50
Tm	1,14	0,72	0,25	0,25	0,25
Yb	6,60	4,00	2,10	2,10	1,60
Lu	0,90	0,55	0,36	0,35	0,27
SiO <sub>2</sub>	35,54	39,1	54,58	55,03	55,66
MgO	6,23	5,28	0,06	0,09	0,26
TAS	Foidito	Foidito	Fonolito	Fonolito	Fonolito
Petrografia	Gabro	Gabronorito	Fonolito	Fonolito	Fonolito
IA	Miaskítico	Miaskítico	Agpaítico	Agpaítico	Miaskítico
Grupo	Potássico	Potássico	Sódico	Potássico	Potássico
CIPW	Ne, Lc, Ol	Ne, Lc, Ol	Ne	Ne	Ne

Das quatro amostras com menores teores de MgO e maiores teores de SiO<sub>2</sub> (fonolitos), uma apresenta um total de óxidos (97,83) inferior a 99%, o que pode denotar algum processo de alteração (Anexo II). Por isso, esta amostra não foi inserida nas investigações petrogenéticas que serão feitas a seguir. As outras três, no entanto, têm somas de óxidos em torno de 100% e baixos valores de PF (média de 1,53%).

Os padrões de elementos terras raras das amostras representativas dos líquidos parentais (foiditos MSJ-GM-03 e MSJ-GM-05) e evoluídos (fonolitos MSJ-GM-02a, MSJ-GM-02 e MSJ-GM-06) são apresentados na Figura 47.

Os padrões do diagrama mostram que os foiditos só podem representar líquidos parentais para os fonolitos, em processos de cristalização fracionada, pelo envolvimento de uma fase fracionante para a qual os elementos terras raras sejam compatíveis.

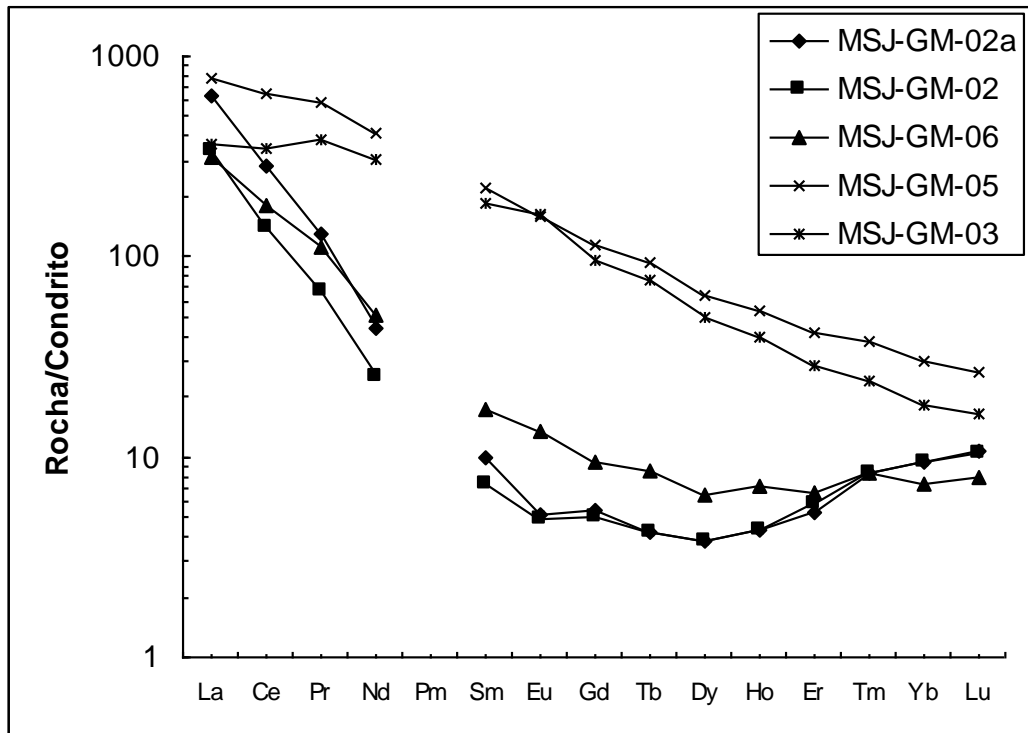


Figura 47 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de foidito (MSJ-GM-03 e 05) e fonolito (MSJ-GM-02, 02a e 06) do Complexo Alcalino do Morro de São João.

A equação de Rayleigh foi utilizada para se modelar o processo de cristalização fracionada e testar a hipótese de geração dos líquidos fonolíticos agpaíticos e miaskíticos a partir dos líquidos parentais (foiditos) miaskíticos no Complexo do Morro de São João. Isso foi feito para se avaliar, portanto, a cogeneticidade entre as séries alcalinas agpaíticas e miaskíticas no Complexo Alcalino do Morro de São João.

A equação de fracionamento de Rayleigh (WOOD e FRASER, 1976) pode ser expressa, na sua forma simplificada, por:

$$C_L/C_O = F^{(D-1)} \quad (\text{equação 4.1}), \text{ onde:}$$

$C_L$  = concentração do elemento traço no líquido evoluído;

$C_O$  = concentração do elemento traço no líquido primário ou parental;

$F$  = quantidade de líquido remanescente (sendo  $1-F$ , portanto, a quantidade de cristalização fracionada), e

$D$  = coeficiente de partição total, sendo  $D = \sum_{i=1}^n W_i \cdot K_{d_i}$ , onde  $W$  é a proporção de fracionamento da fase  $i$  e  $K_{d_i}$  é o coeficiente de partição cristal/líquido para líquidos (basálticos) da fase  $i$ .

As duas amostras parentais são grabros equigranulares afíricos (Capítulo 3.2), não sendo, assim, possível determinar uma assembleia fracionante a partir da assembleia de fenocristais. No entanto, os maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Sr}$  e os menores teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  destas amostras, comparativamente aos fonolitos, indicam o fracionamento de olivina e clinopiroxênio. Valores de coeficientes de partição cristal-líquido ( $K_d$ ) entre estas fases e magmas gabroicos resultam, na melhor das hipóteses, em coeficientes de partição total ( $D$ ) menores que a unidade. A diminuição dos teores de elementos terras raras nos fonolitos por cristalização fracionada a partir dos foiditos requer, no entanto, um valor de  $D$  maior que a unidade (Figura 47). Isso pode ser obtido pelo envolvimento de cerca de 10% de apatita. Combinado com cerca de 70% de clinopiroxênio (e seus valores de  $k_d$  mais elevados) e cerca de 20% de olivina, esta assembleia geraria valores de  $D$  para La e Yb iguais a 1,01 e 1,55, respectivamente. No entanto, nem mesmo 99% de cristalização fracionada conseguiriam gerar os valores de La dos fonolitos do Morro de São João, considerando-se tanto o foidito MSJ-GM-05 (com os maiores valores de La e Yb) como o MSJ-GM-03 (com os menores valores de La e Yb) como o líquido parental. Finalmente, embora fosse possível explicar a geração dos fonolitos com La ~ 100 ppm pela cristalização de olivina e piroxênio (sem o envolvimento de apatita) a partir do foidito MSJ-GM-03, os valores de Yb daquelas amostras não conseguiriam ser gerados para esta mesma quantidade de cristalização fracionada.

As concentrações de La e Yb modeladas pela cristalização fracionada a partir de um líquido parental (foidito) representado pela amostra MSJ-GM-05 são apresentadas no diagrama da Figura 48. Os resultados mostram que é possível gerar as concentrações destes elementos no fonolito miaskítico potássico (MSJ-GM-06) por 86% de cristalização fracionada de 12% de olivina, 25% de clinopiroxênio, 50% de anfibólio e 13% de apatita. O mesmo não se aplica, no entanto, aos fonolitos apatíticos e foidito (MSJ-GM-03), uma vez que as concentrações de La e Yb são

geradas para diferentes porcentagens de cristalização fracionada (Figura 48). Testes semelhantes mostraram, também, que as concentrações de La e Yb dos fonolitos agpaíticos não podem ser explicadas pela cristalização fracionada a partir do foidito miaskítico MSJ-GM-03.

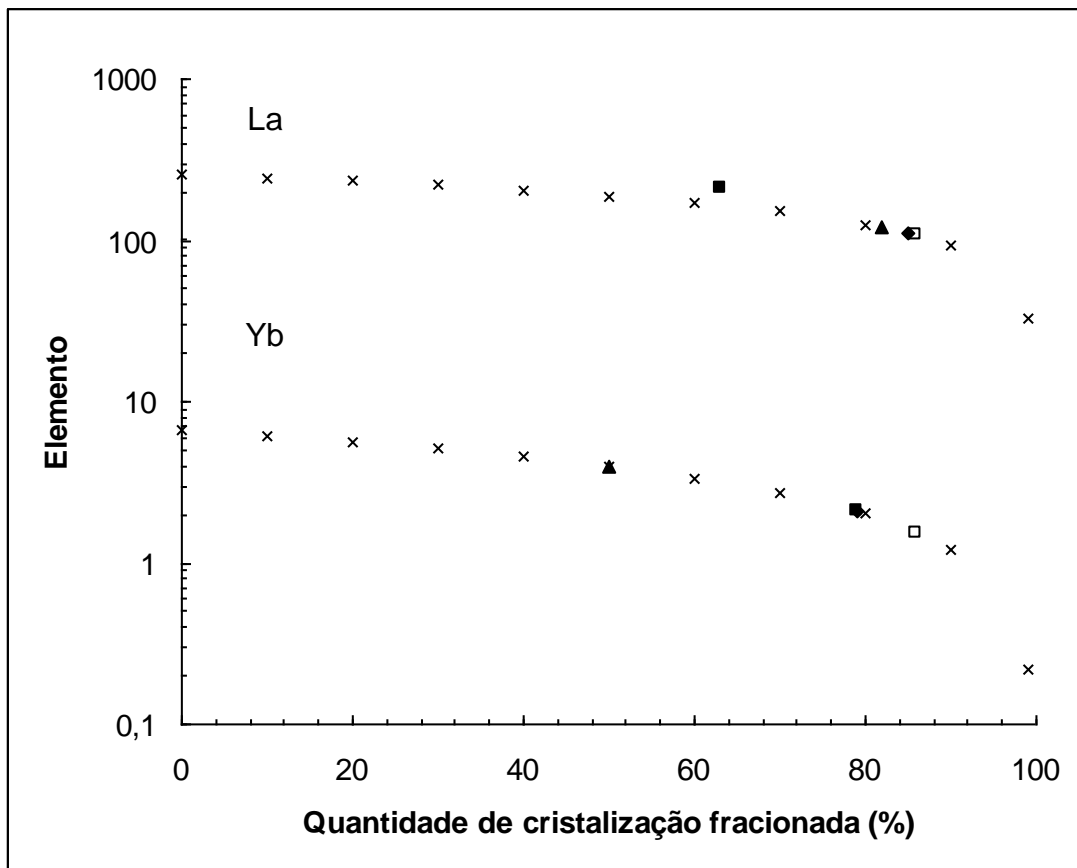


Figura 48 - Concentrações estimadas de elementos terras raras (La e Yb, em ppm) geradas por diferentes quantidades de cristalização fracionada a partir da amostra MSJ-GM-05. Símbolos: quadrado fechado (MSJ-GM-02a); triângulo fechado (MSJ-GM-03); losango fechado (MSJ-GM-02) e quadrado aberto (MSJ-GM-06). Valores de kd: olivina (FREY, 1969; HIGUCHI E NAGASAWA, 1969), clinopiroxênio (FUJIMAKI et al., 1984; LEMARCHAND et al., 1987), anfibólio (FUJIMAKI et al., 1984; DOSTAL et al., 1983) e apatita (PASTER et al., 1974).

De um modo geral, os resultados da modelagem mostraram que deve haver uma série alcalina fortemente insaturada, miaskítica e potássica, tendo como membros extremos foiditos e fonolitos. Por outro lado, os fonolitos agpaíticos do Complexo Alcalino do Morro de São João não são cogenéticos aos fonolitos miaskíticos. Relações de fase (BAILEY e MACDONALD, 1969) mostram que fonolitos agpaíticos podem ser gerados a partir de traquitos metaluminosos com



diopsídio normativo por fracionamento de alcalifeldspato, tendo como líquidos parentais basaltos alcalinos. É possível, que a origem da suíte agpaítica do Morro de São João esteja, assim, relacionada a um *trend* moderadamente alcalino, não estudado nesta dissertação.

O Complexo Alcalino de Rio Bonito localiza-se a WSW do Morro de São João (Figura 1.1). Nove amostras foram coletadas nos trabalhos de campo. A maioria das rochas máficas coletada no campo representava diabásios toleíticos, tipicamente associados ao magmatismo do Cretáceo Inferior nesta região (VALENTE et al., 1998). Por isso, estas amostras não foram incluídas nas avaliações petrogenéticas realizadas nesta dissertação. Somente duas amostras de rochas alcalinas, sendo uma félsica e outra máfica, foram, assim, estudadas.

A rocha máfica foi classificada como lamprófiro alcalino e a félsica como traquito. A primeira plotou no campo dos foiditos enquanto que a segunda plotou no campo dos traquitos no diagrama de classificação química de rochas (Figura 46). O lamprófiro (foidito) tem uma assembleia de fenocristais exclusivamente constituída por clinopiroxênio (Capítulo 3.2).

Os padrões de elementos terras raras das duas amostras analisadas são apresentados na Figura 49. A análise do diagrama mostra que é improvável que o traquito esteja relacionado ao lamprófiro (foidito) por cristalização fracionada, uma vez que seria necessário uma assembleia fracionante que concentrasse os elementos terras raras médios, relativamente aos leves e pesados. Esse tipo de controle não pode ser feito por clinopiroxênio, a única fase fracionante observada no lamprófiro. Além disso, a anomalia negativa de Eu no traquito denota fracionamento de feldspatos nos líquidos parentais. Por definição, lamprófiros alcalinos não são constituídos por fenocristais de feldspato (ROCK, 1991).

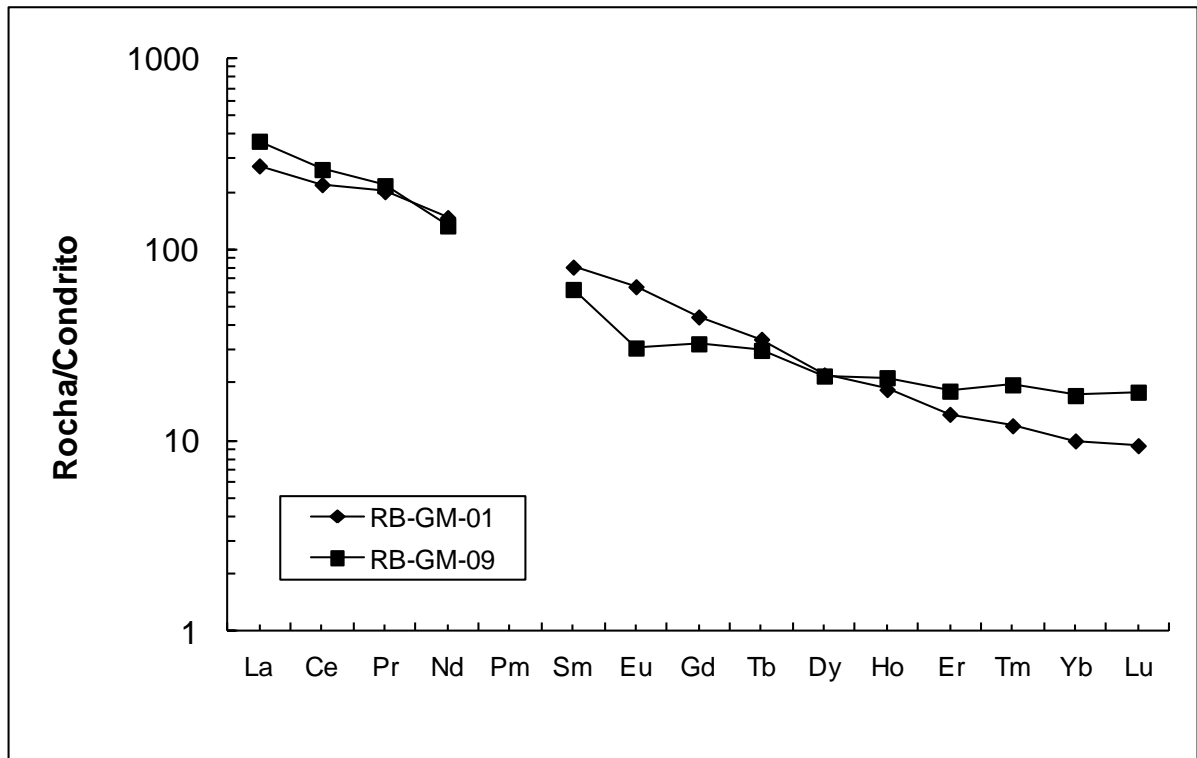


Figura 49 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de foidito (RB-GM-01) e traquito (RB-GM-09) do Complexo Alcalino de Rio Bonito.

Pelo exposto, é bastante improvável que os traquitos miaskíticos potássicos do Complexo Alcalino de Rio Bonito possam ser cogenéticos aos lamprófiros alcalinos. Isso indica que o complexo deve estar associado a mais do que um *trend* de evolução, sendo que um deles deve ser do tipo moderadamente alcalino, de modo a gerar líquidos traquíticos a partir da cristalização fracionada de feldspatos em líquidos traquibasálticos ou mesmo basáltico andesíticos menos evoluídos.

O Complexo Alcalino de Tanguá localiza-se próximo ao de Rio Bonito (Figura 1.1). Quatro amostras foram coletadas nos trabalhos de campo, sendo que três foram selecionadas para análises litogeoquímicas (Tabela 8). A classificação química mostrou que as rochas coletadas são basanita (olivina normativa = 16%; ITB-GM-02a), traquibasalto (ITB-GM-02) e fonolito (ITB-GM-01).

Tabela 8 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino de Tanguá. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela.

Amostras	ITB-GM-02	ITB-GM-02A	ITB-GM-01
La	115,00	38,20	198,00
Ce	198,00	86,60	319,00
Pr	26,40	10,80	25,30
Nd	104,00	46,90	61,30
Sm	18,30	10,40	5,90
Eu	5,63	3,04	0,88
Gd	14,70	9,60	4,00
Tb	2,10	1,40	0,60
Dy	10,40	8,10	3,80
Ho	1,80	1,50	0,90
Er	4,40	3,90	2,80
Tm	0,56	0,54	0,49
Yb	3,20	3,30	3,30
Lu	0,48	0,50	0,52
SiO <sub>2</sub>	41,96	47,54	56,53
MgO	6,65	4,24	0,17
TAS	Basanita	Traquibasalto	Fonolito
Petrografia	Lamprófiro	Basalto Alcalino	Fonolito
IA	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico
Grupo	Ultrapotássico	Sódico	Potássico
CIPW	Ol (16%)	Q, Hy (muito alterada)	Ne

O diagrama da Figura 50 mostra que as concentrações de elementos terras raras no traquibasalto são menores que no basanita/tefrito (lamprófiro).

A petrografia mostrou que o lamprófiro ITB-GM-02a tem olivina, clinopiroxênio e kaersurtita como fenocristais (Capítulo 3.2). Os elementos terras raras são incompatíveis durante o fracionamento desses minerais, bem como biotita e flogopita a partir de líquidos lamprófíricos e basaníticos (por exemplo: Latourrette et al., 1995; Adam e Green, 2006). Logo, não é possível gerar o traquibasalto por cristalização fracionada tendo como líquido parental o basanita (lamprófiro). O mesmo raciocínio se aplica às relações de cogeneticidade, por cristalização fracionada, entre o basanita (lamprófiro) e o fonolito de Tanguá.

A relação de cogeneticidade entre um líquido traquibasáltico parental e fonolítico evoluído requer que as fases fracionantes no primeiro concentrem os

elementos terras raras médios (Sm a Er, sendo capaz de gerar uma anomalia negativa em Eu ao longo do processo evolutivo), ficando os pesados (Tm, Tb e Lu) menos compatíveis e os leves (La, Ce, Pr e Nd) incompatíveis. Fases fracionantes típicas em líquidos traquibasálticos são clinopiroxênio e plagioclásio, podendo, também, incluir olivina, ocasionalmente. Menos frequentemente, sob condições elevadas de pressão de fluidos, anfibólio pode constituir uma fase fracionante. De todos estes minerais, apenas o último teria uma relação de compatibilidade com elementos terras raras que poderia se aproximar das requeridas para gerar o padrão de elementos terras raras do líquido fonolítico (ITB-GM-01) (ARTH, 1976; GREEN e PEARSON, 1985; DOSTAL et al., 1983; SCHOCK, 1979; FUJIMAKI et al., 1984). Fases acessórias, tais como apatita, que ocorrem normalmente como inclusões em fenocristais de plagioclásio e anfibólios, também concentram todos os elementos terras raras (PASTER et al., 1974).

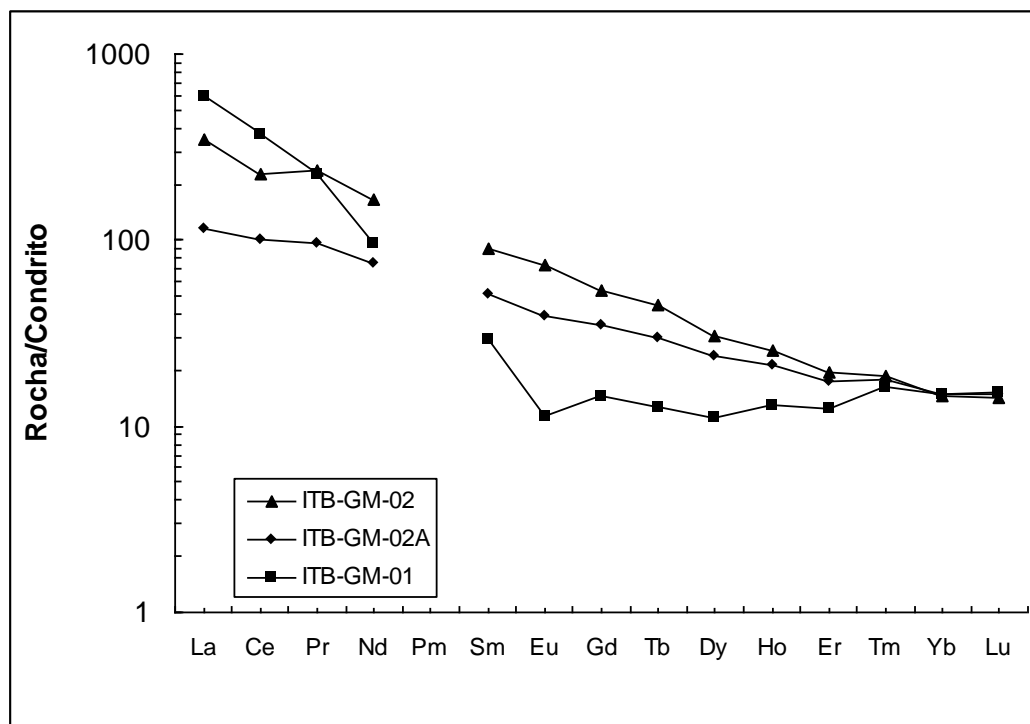


Figura 50 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de basanita (ITB-GM-02), traquibasalto (ITB-GM-02a) e fonolito (ITB-GM-01) do Complexo Alcalino de Tanguá .

Um modelo de cristalização fracionada foi elaborado de modo a tentar gerar um líquido evoluído com a anomalia negativa de Eu do fonolito ITB-GM-01 a partir

do traquibasalto representado pela amostra ITB-GM-02. Os resultados são mostrados no diagrama da Figura 51. O modelo consegue gerar o valor de Eu do fonolito com 62% de cristalização fracionada a partir de uma assembleia fracionante com 60% de anfibólio, 35% de clinopiroxênio e 5% de apatita, para um valor de  $D_{Eu}=1,018$ . No entanto, a anomalia negativa do fonolito ITB-GM-01 ( $Eu_N/Eu^*=0,6$ ; Taylor e McLennan, 1985) não consegue ser replicada pelo fonolito modelo ( $Eu_N/Eu^*=0,8$ ; Figura 51). Isso torna improvável uma relação de cogeneticidade entre o traquibasalto e fonolito miaskítico do Complexo Alcalino de Tanguá por processos de cristalização fracionada.

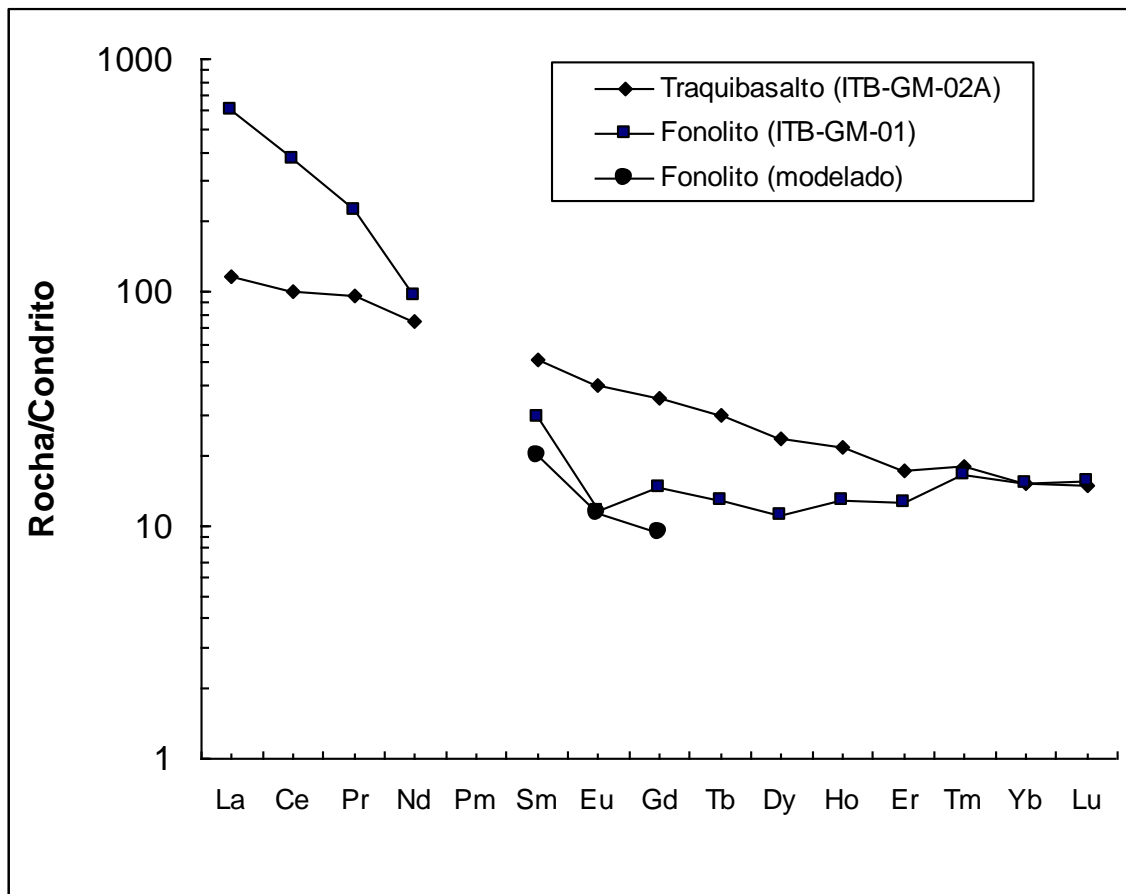


Figura 51 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de traquibasalto e fonolito do Complexo Alcalino de Tanguá. A anomalia negativa de Eu para o fonolito modelado está representada no diagrama.

Em conclusão, os resultados da modelagem realizada mostraram que basanitos (lamprófiros) não representam composições parentais adequadas para geração dos litotipos mais evoluídos (traquibasaltos e fonolitos miaskíticos) em

Tanguá. Adicionalmente, uma relação de cogeneticidade entre traquibasaltos e fonolitos parece improvável. Uma possibilidade é que os fonolitos miaskíticos de Tanguá tenham sido gerados a partir de percursores traquíticos não amostrados nesta dissertação, numa sequência evolutiva envolvendo líquidos parentais traquibasálticos de uma série do tipo moderadamente alcalina.

O Complexo Alcalino de Morro Redondo localiza-se a oeste do de Tanguá (Figura 2). Seis amostras foram coletadas nos trabalhos de campo, sendo que quatro foram selecionadas para análises litogeoquímicas. A classificação química mostrou que uma das rochas coletadas é um tefrifonolito (lamprófiro; RE-GM-02; Capítulo 3.2) e as demais são fonolitos (RE-GM-01A, 01B e 03).

O lamprófiro de Morro Redondo é constituído de fenocristais de kaersurtita, mas a feição mais revelante talvez seja a presença de microenclaves (Capítulo 3.2). Estes microenclaves são de dois tipos: xenocristais de feldspatos micropertíticos, talvez oriundos das rochas encaixantes; xenólitos arredondados a elipsoidais de fonolitos, numa estrutura indicativa de mistura magmática (*magma mingling*).

As concentrações de elementos terras raras das amostras analisadas em Morro Redondo são mostradas na Tabela 9, enquanto que o diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito é apresentado na Figura 52. Os padrões das duas amostras de fonolitos agpaíticos (RE-GM-01A e 01B) no diagrama da Figura 52 são bastante distintos da amostra de fonolito miaskítico (RE-GM-03). Por outro lado, há um subparalelismo marcante entre os padrões do tefrifonolito (lamprófiro, RE-GM-02) e o fonolito miaskítico (RE-GM-03), o que pode indicar uma relação de cogeneticidade por cristalização fracionada.

O diagrama da Figura 53 apresenta os resultados da modelagem do processo de cristalização fracionada tendo como líquido parental o tefrifonolito (RE-GM-02) e fonolito miaskítico (RE-GM-03) coletados no Complexo Alcalino de Morro Redondo. Os dados utilizados na modelagem são listados na Tabela 10.

Tabela 9 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino do Morro Redondo. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela.

Amostras	RE-GM-02	RE-GM-01B	RE-GM-01A	RE-GM-03
La	149	143	148	169
Ce	252	272	283	301
Pr	24,6	25,4	26	32
Nd	83,2	70,6	74	107
Sm	12,5	10,1	11	16
Eu	3,54	1,74	1,9	4,6
Gd	8,9	7,4	8,1	11
Tb	1,2	1,4	1,4	1,5
Dy	6,1	8,2	8,4	8
Ho	1,1	1,6	1,7	1,5
Er	3,1	4,9	5	4
Tm	0,41	0,82	0,8	0,6
Yb	2,7	5,6	5,6	3,5
Lu	0,41	0,85	0,8	0,5
SiO <sub>2</sub>	49,87	53,9	54,8	56,55
MgO	2,55	0,04	0,04	0,61
TAS	Tefrifonolito	Fonolito	Fonolito	Fonolito
Petrografia	Lamprófito	Fonolito	Fonolito	Fonolito
IA	Miaskítico	Agpaítico	Agpaítico	Miaskítico
Grupo	Sódico	Sódico	Sódico	Potássico
CIPW	Ne, Ol	Ne, Ol	Ne, Ol	Ne

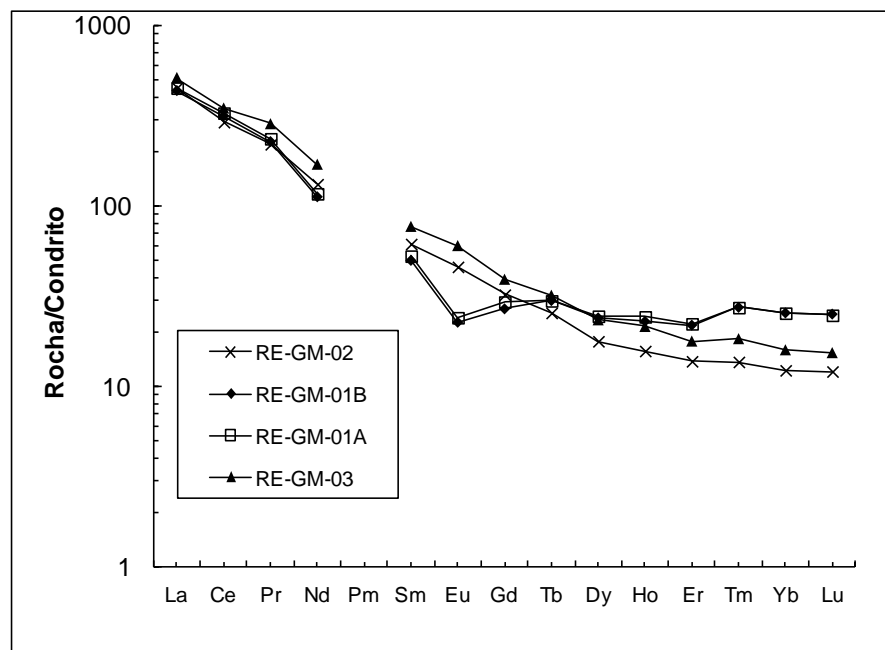


Figura 52 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de tefrifonolito (RE-GM-02) e fonolito (RE-GM-01A, 01B e 03) do Complexo Alcalino de Morro Redondo.

Tabela 10 - Dados utilizados na modelagem geoquímica cujos resultados são apresentados na Figura 53.  $C_{ON}$  = concentração (valor normalizado) de elemento traço no líquido parental (tefrifonolito RE-GM-02);  $C_{LN}$  = concentração (valor normalizado) de elemento traço no líquido evoluído (fonolito RE-GM-03 e modelo);  $d\%$  = diferença percentual entre os valores reais e calculados;  $D$  = coeficiente de partição total (calculado com base nos coeficientes de partição cristal/líquido de BOTTAZZI et al. (1999) e ADAM e GREEN (2006)).

Elemento	$C_{ON}$ (real)	$C_{LN}$ (real)	$C_{LN}$ (modelo)	$d\%$	$D$
La	452,89	513,68	632,13	23	0,06513
Ce	291,33	347,98	403,80	16	0,08473
Pr	219,64	284,82	303,09	6	0,09710
Nd	132,06	169,84	176,67	4	0,18410
Sm	61,58	76,85	78,89	3	0,30515
Eu	45,97	60,13	60,51	1	0,22995
Gd	32,25	39,13	41,00	5	0,32655
Tb	25,53	31,91	30,89	3	0,46580
Dy	17,78	23,32	22,52	3	0,33845
Ho	15,71	21,43	19,20	10	0,43843
Er	13,78	17,78	17,70	0	0,29785
Tm	13,67	18,33	16,90	8	0,40383
Yb	12,27	15,91	15,32	4	0,37795

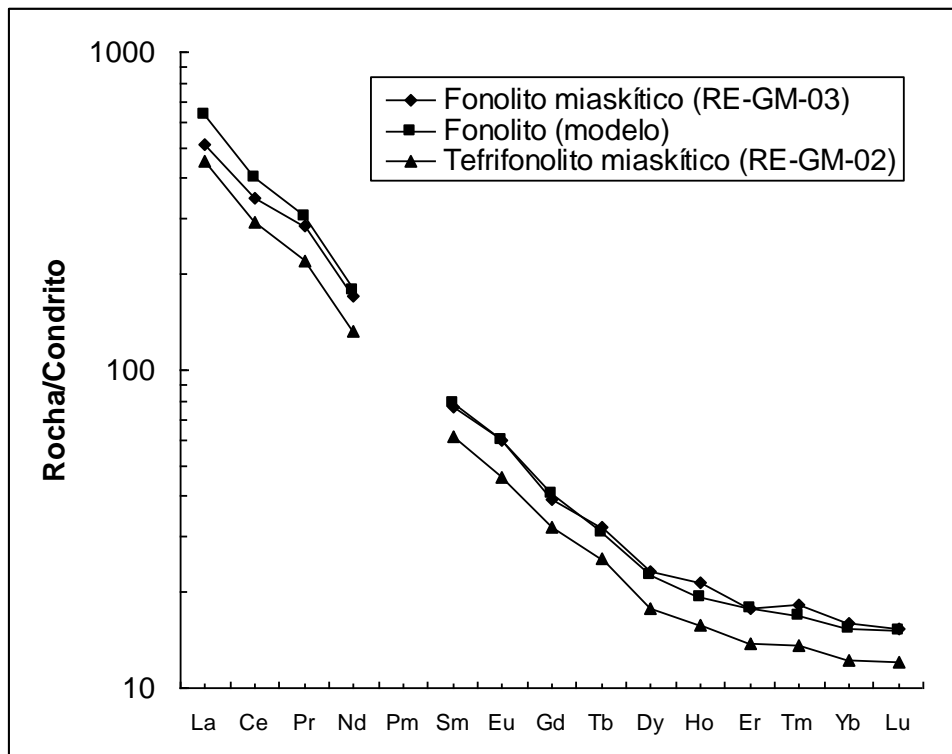


Figura 53 - Resultados da modelagem do processo de cristalização fracionada entre tefrifonolito e fonolito do Complexo Alcalino de Morro Redondo. Fatores de normalização: NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968.



O modelo mostra que cerca de 30% de cristalização fracionada de 30% de olivina, 35% de clinopiroxênio e 35% de kaersurtita (a partir do líquido tefrifonolítico são capazes de gerar as concentrações de elementos terras raras do fonolito miaskítico). As diferenças percentuais entre os valores destes elementos no fonolito RE-GM-03 e no fonolito modelado são inferiores a 10%, à exceção de La e Ce (Tabela 9). Para a maioria dos elementos, a diferença percentual é próxima ou inferior ao erro analítico (~3%). As diferenças observadas para La e Ce são difíceis de explicar, mas podem estar relacionadas a maior mobilidade destes elementos devido a processos pós-magmáticos. De um modo geral, o modelo indica a cogeneticidade entre as rochas representativas da série alcalina miaskítica fortemente insaturada do Complexo Alcalino de Morro Redondo por processo de cristalização fracionada. Por outro lado, os padrões de elementos terras raras dos fonolitos agpaíticos (Figura 52), com sua pronunciada anomalia negativa de Eu, não podem ser explicados por cristalização fracionada, tendo ou o tefrifonolito ou mesmo o fonolito miaskítico como líquidos parentais. Por isso, as séries miaskíticas e agpaíticas do Complexo Alcalino de Morro Redondo não podem ser consideradas cogenéticas.

O Complexo Alcalino de Passa Quatro localiza-se a oeste do de Itatiaia (Figura 2). Onze amostras foram coletadas nos trabalhos de campo, sendo que oito amostras foram selecionadas para análises litogeoquímicas. A classificação química revelou dois tefritos (PQ-GM-06B e 06D, olivina normativa 8,24 e 9,39%, respectivamente), dois fonolitos (PQ-GM-03A e 03B), um fonotefrito (PQ-GM-06A), um tefrifonolito (PQ-GM-07), um traquiandesito (PQ-GM-05) e um traquito (PQ-GM-06C). No diagrama TAS, podem ser notados dois *trends* distintos, quais sejam: fortemente insaturado e moderadamente alcalino. Ambos podem, em tese, levar à formação de fonolitos (miaskíticos e agpaíticos) por cristalização fracionada. Outra possibilidade, é uma relação de cogeneticidade entre fonolitos e tefritos (lamprófiros) por hibridização (Figura 54).

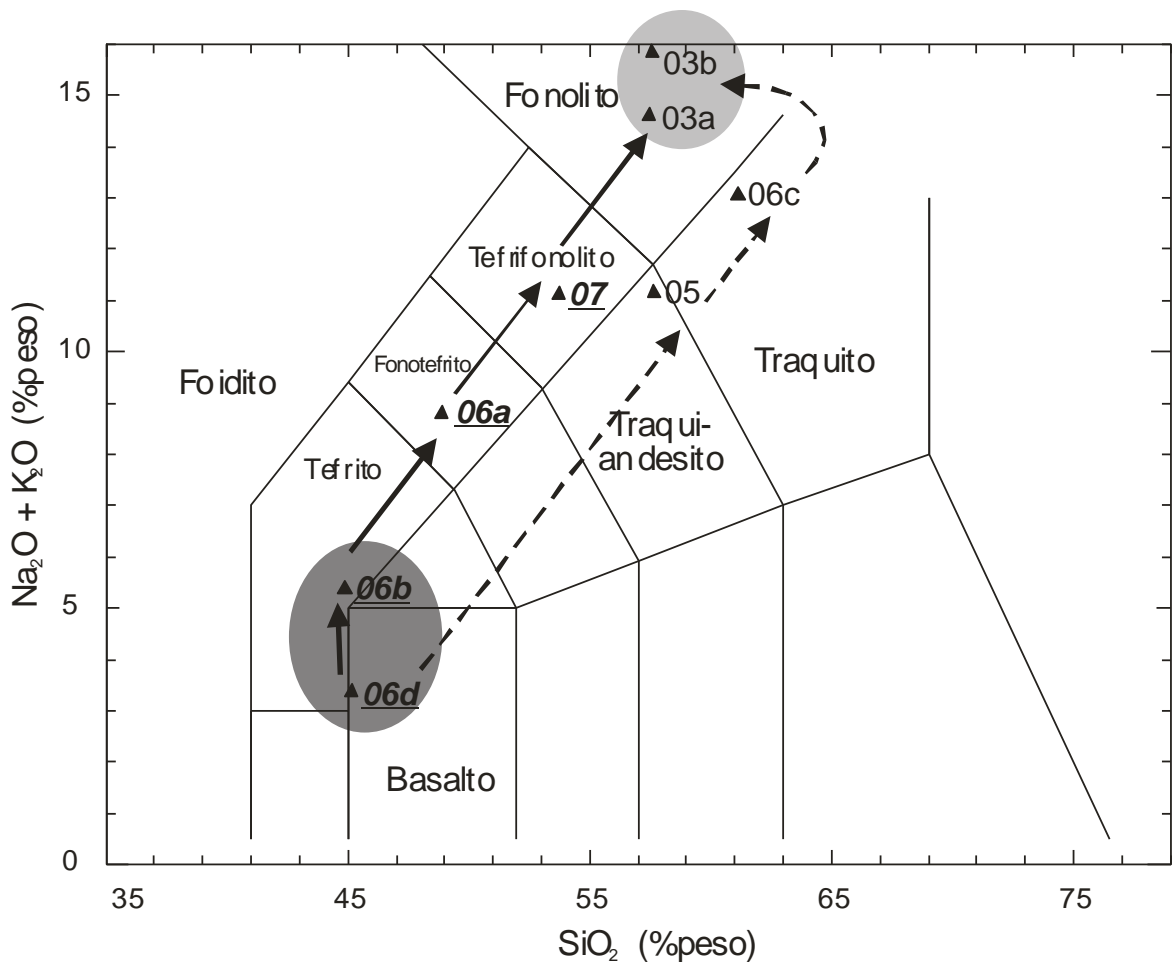


Figura 54 - Diagrama TAS para as amostras do Complexo Alcalino de Passa Quatro. Lamprófiros (itálico, negrito e sublinhado). *Trend* fortemente insaturado: setas contínuas. *Trend* moderadamente alcalino: setas descontínuas. Membros finais em possíveis processos de hibridização: círculos hachurados.

As concentrações de elementos terras raras das amostras analisadas em Passa Quatro são mostradas na Tabela 11, enquanto que o diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito é apresentado na Figura 55.

A hipótese de hibridização pode ser inicialmente avaliada com base nos padrões de elementos terras raras das amostras analisadas (Figura 56). As concentrações de elementos terras raras médios inviabiliza uma relação de cogeneticidade entre tefritos (lamprófiros) e fonolitos agpaíticos por processos de hibridização para gerar líquidos híbridos tefríticos, tefrifonolíticos e fonotefríticos. Isto é corroborado pela ausência de feições petrográficas indicativas deste processo no complexo estudado (Capítulo 3.2). O mesmo se aplica à geração do traquiandesito por hibridização entre lamprófiro miaskítico e traquito miaskítico (Figura 57).

Tabela 11 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino Passa Quatro. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela.

Amostras	PQ-GM-06D	PQ-GM-06B	PQ-GM-06A	PQ-GM-07
La	87,5	127	134	236
Ce	180	254	260	347
Pr	20,8	28,6	29	52,7
Nd	79,5	108	107	195
Sm	13,7	17,5	17	31,1
Eu	3,8	4,81	4,7	8,19
Gd	10	12,6	12	21,1
Tb	1,3	1,6	1,6	2,9
Dy	6,4	8	7,6	13,5
Ho	1,1	1,4	1,4	2,3
Er	2,7	3,4	3,5	5,9
Tm	0,34	0,42	0,5	0,73
Yb	2	2,5	2,7	4,3
Lu	0,27	0,36	0,4	0,66
SiO <sub>2</sub>	44,19	43,89	46,14	51,41
MgO	8,53	5,00	3,19	1,60
TAS	Tefrito	Tefrito	Fonotefrito	Tefrifonolito
Petrografia	Lamprófiro	Lamprófiro	Lamprófiro	Lamprófiro
IA	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico
Grupo	Sódico	Sódico	Potássico	Ultrapotássico
CIPW	Ne, Ol (9,39%)	Ne, Ol (8,24%)	Ne, Ol	Hy (1,95%), Ol

Amostras	PQ-GM-03A	PQ-GM-05	PQ-GM-06C	PQ-GM-03B
La	162	246	244	282
Ce	268	475	471	466
Pr	32	48	51	39,5
Nd	110	150	176	100
Sm	17	20	25	11,4
Eu	4,7	3,5	3,4	1,04
Gd	12	13	16	8,3
Tb	1,7	2	2,3	1,4
Dy	8,4	10	11	8,6
Ho	1,5	1,9	2	1,8
Er	3,9	5,3	5,4	5,6
Tm	0,5	0,7	0,7	0,88
Yb	3	4,4	4,2	5,8
Lu	0,5	0,7	0,6	0,9
SiO <sub>2</sub>	55,64	55,30	59,87	56,16
MgO	1,28	0,64	0,42	0,18
TAS	Fonolito	Traquiandesito	Traquito	Fonolito
Petrografia	Fonolito	Fonolito	Fonolito	Fonolito
IA	Miaskítico	Agpaítico	Miaskítico	Agpaítico
Grupo	Potássico	Sódico	Potássico	Sódico
CIPW	Hy	Ne, Ol, Ac	Ne, Ol	Ne

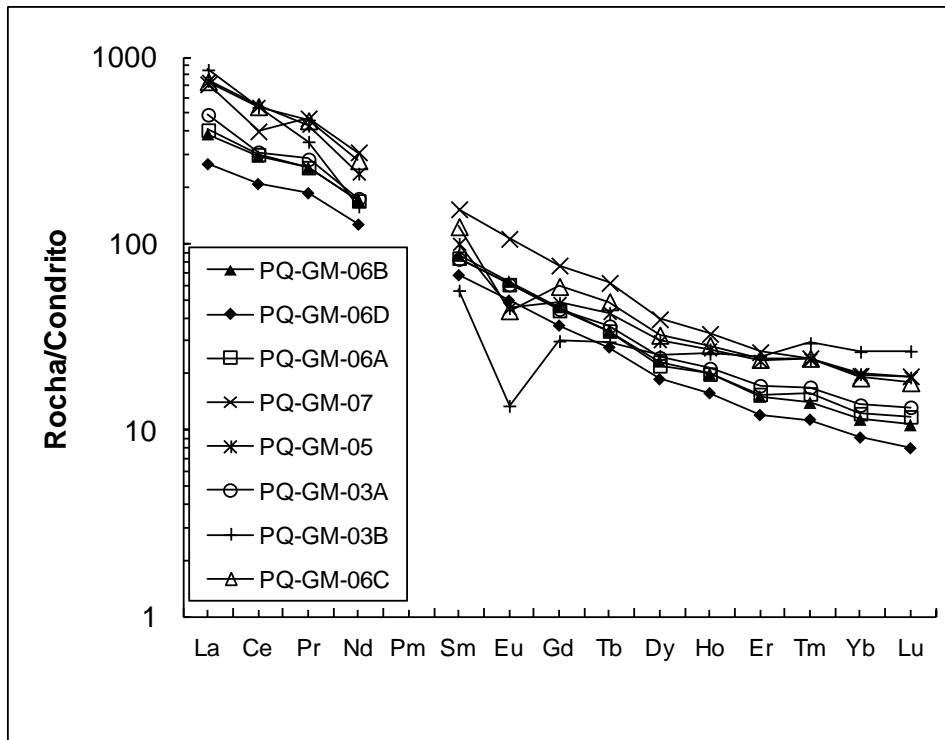


Figura 55 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de fonolito (PQ-GM-03A e 03B), basanito/tefrito (PQ-GM-06B e 06D), fonotefrito (PQ-GM-06A), tefrifonolito (PQ-GM-07), traquiandesito (PQ-GM-05) e traquito (PQ-GM-06C) do Complexo Alcalino de Passa Quatro.

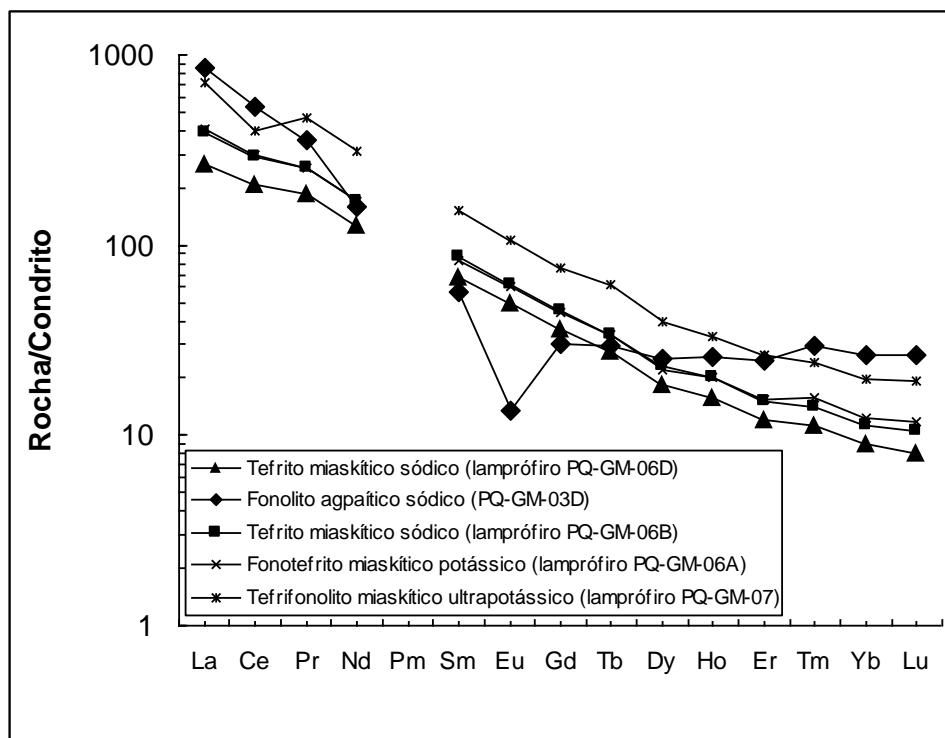


Figura 56 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para amostras de lamprófiros e fonolito do Complexo Alcalino de Passa Quatro.

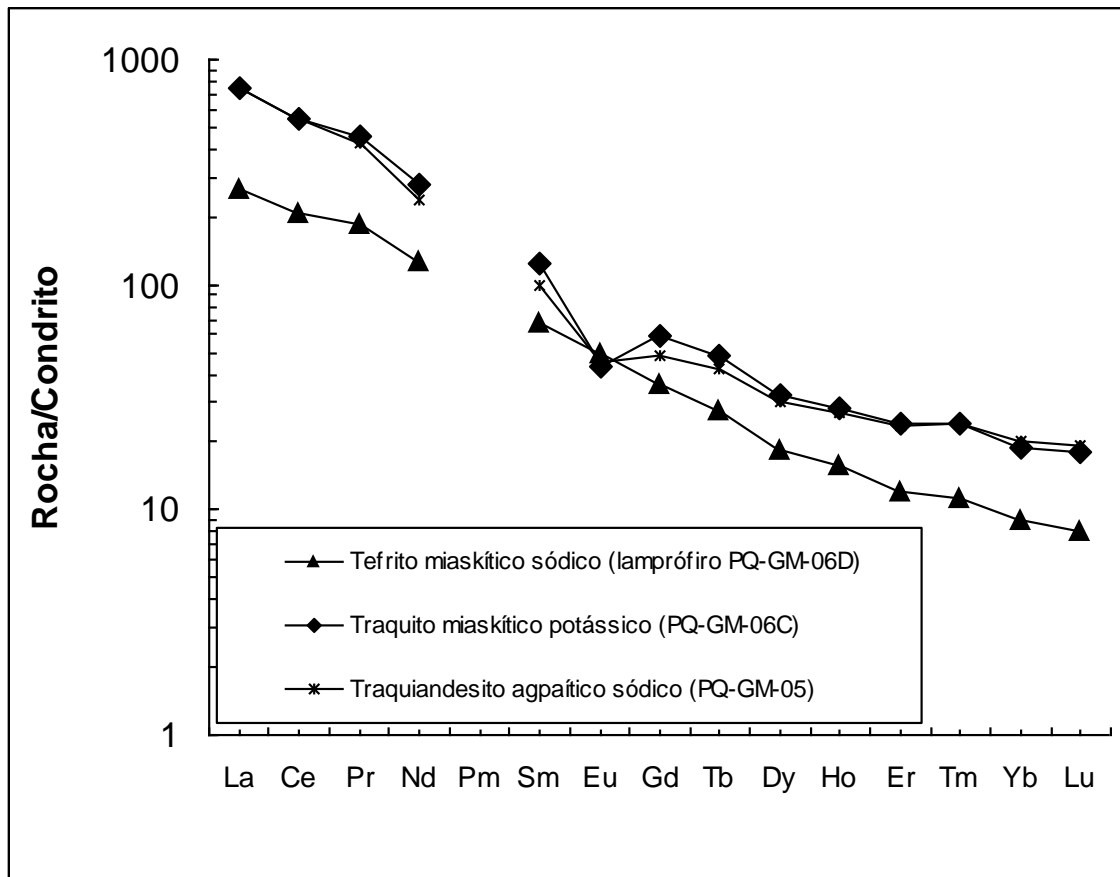


Figura 57 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para amostras de tefrito miaskítico sódico, traquito miaskítico potássico e traquiandesito agpaítico sódico do Complexo Alcalino de Passa Quatro.

A possível cogeneticidade por processos de cristalização, no Complexo Alcalino de Passa Quatro, foi investigada alternativamente à hibridização, utilizando-se a equação de Rayleigh (equação 4.1) e as concentrações de elementos terras raras. Os resultados são apresentados na Tabela 12.

O líquido parental lamprófirico (PQ-GM-06D) consegue gerar os lamprófiros mais evoluídos (PQ-GM-06B, 6A e 7), e até mesmo o fonolito miaskítico (PQ-GM-03A), por quantidades crescentes de cristalização fracionada (27% a 85%) e assembleias fracionantes envolvendo olivina e clinopiroxênio, nas etapas iniciais de fracionamento, e, posteriormente, kaersurtita, plagioclásio e apatita.

Tabela 12 - Resultados das modelagens de cristalização fracionada com as diferenças percentuais entre valores reais e modelados para uma seleção de elementos terras raras leves, médios e pesados. CF=quantidade de cristalização fracionada. d (%) = diferença percentual média entre o valor real e o valor modelado. Os líquidos parentais e evoluídos são representados pelas amostras dos lamprófiros PQ-GM-06A, 06B, 06D e 07 e do fonolito miaskítico PQ-GM-03A. Valores de Ce em modelos com a amostra PG-GM-07 não foram utilizados no cálculo de d (%). Valores de Kd: MATSUI et al., 1977; NICHOLLS e HARRIS, 1980; IRVING e FREY, 1984; GREEN e PEARSON, 1983; VANNUCCI, 1998.

Líquidos	06D-06B	06D-06B	06D-06A	06D- 07	06D-03A
MgO (%peso)	8,53-5,00	8,53-5,00	8,53-3,19	8,53-1,60	8,53-1,28
CF (%)	27	27	33	71	85
Olivina (%)	100	47	40	35	0
Clinopiroxênio (%)	0	53	60	47	29
Kaersurtita (%)	0	0	0	18	0
Plagioclásio (%)	0	0	0	0	66
Apatita (%)	0	0	0	0	5
La	7,7	6,7	4,2	19,6	0,6
Ce	6,5	4,8	0,4	60,1	8,2
Nd	7,4	3,6	3,9	10,0	0,1
Sm	6,0	0,0	8,7	2,8	7,5
Tb	6,7	1,3	5,9	10,8	9,5
Ho	9,5	1,9	2,6	2,8	2,8
Tm	4,7	2,1	4,1	0,5	n.c.
Yb	5,5	0,6	2,0	0,2	8,9
Lu	10,3	4,9	9,7	7,6	4,9
d (%)	7,1	2,9	4,6	6,8	4,9

Líquidos	06D-06B	06B-06A	06A-07	07-03A
MgO (%peso)	8,53-5,00	5,00-3,19	3,19-1,60	1,60-1,28
CF (%)	27	3	50	34
Olivina (%)	47	50	40	0
Clinopiroxênio (%)	53	50	47	15
Kaersurtita (%)	0	0	13	0
Plagioclásio (%)	0	0	0	70
Apatita (%)	0	0	0	15
La	6,7	2,4	9,8	15,7
Ce	4,8	0,6	41,7	9,5
Nd	3,6	3,9	3,0	0,7
Sm	0,0	5,8	4,1	4,8
Tb	1,3	2,6	9,5	2,1
Ho	1,9	2,6	6,6	3,5
Tm	2,1	8,3	1,8	n.c.
Yb	0,6	5,0	1,0	5,3
Lu	4,9	7,7	2,2	1,1
d (%)	2,9	4,3	4,7	4,7

Todas essas fases foram observadas como fenocristais nas amostras utilizadas neste modelo. Esse processo é semelhante à geração dos líquidos lamprofíricos e fonolítico miaskítico por cristalização fracionada em etapas (tefrito-fonotefrito-tefrifonolito-fonolito miaskítico), a 27%, 3%, 50% e 34% (Tabela 12). Interessante notar que os dois modelos implicam o envolvimento das mesmas fases fracionantes (olivina, clinopiroxênio, kaersurtita, plagioclásio e apatita), sendo as mesmas encontradas como fenocristais nas rochas representativas destes líquidos. As texturas de desequilíbrio apresentadas por estes cristais (Capítulo 3.2) indicam que o processo de diferenciação deve ter envolvido cristalização fracionada, esvaziamento e posterior reabastecimento da câmara magmática, num processo semelhante a RTF (*Replenished, periodically Tapped, continuously Fractionated magma chamber*; O'Hara e Matthews, 1981). Finalmente, uma anomalia negativa de Ce na amostra PQ-GM-07 gerou resultados discrepantes nas modelagens. A anomalia de Ce resulta da oxidação de  $Ce^{+3}$  em  $Ce^{+4}$  e a precipitação deste último a partir de soluções hidrotermais como  $CeO_2$  (Elderfield e Greaves, 1982; Elderfield, 1988), o que indica a origem pós-magmática do Ce desta amostra em particular.

De um modo geral, é possível explicar a cogeneticidade dos lamprófiros (tefritos, fonotefritos e tefrifonolitos) e fonolito agpaítico do Complexo Alcalino de Passa Quatro por processos de cristalização fracionada, possivelmente em câmaras realimentadas periodicamente. Por outro lado, traquiandesitos, traquitos miaskíticos e fonolitos agpaíticos não integram esta mesma série fortemente insaturada. É também improvável que os fonolitos agpaíticos de Passa Quatro tenham tido traquitos miaskíticos como percursos, uma vez que estes últimos são destituídos de diopsídio normativo, denotando seu caráter peraluminoso. Os resultados apontam, portanto, para diferentes *trends* de diferenciação na série de rochas alcalinas do Complexo de Passa Quatro.

O Complexo Alcalino de Gericinó-Mendanha localiza-se a leste do de Morro Redondo (Figura 2). Cinco amostras foram coletadas nos trabalhos de campo e todas selecionadas para análises litogeoquímicas. A classificação química mostrou dois basanitos (PSAF-12 e 24, olivina normativa 13,46% e 18,55%,

respectivamente), dois tefritos (PSAF-7B e 37, olivina normativa 9,62% e 5,72%, respectivamente) e um fonotefrito (PSAF-17).

As concentrações de elementos terras raras das amostras do Gericinó-Mendanha analisadas são mostradas na Tabela 13, enquanto que o diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito é apresentado na Figura 58.

Tabela 13 - Teores de elementos terras raras (em ppm) e de alguns óxidos (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino Gericinó-Mendanha. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice agpaítico (IA; M=miaskítico, A=agpaítico), grupo e composição normativa CIPW (Ne=nefelina, Lc=leucita, Ol=olivina), estão listados na tabela.

<i>Amostras</i>	PSAF-24	PSAF-7B	PSAF-12	PSAF-37	PSAF-17
La	88,60	17,70	166,00	64,10	10,70
Ce	56,30	15,10	123,00	63,70	11,80
Pr	40,70	8,71	76,40	33,60	6,30
Nd	59,20	15,90	130,00	67,20	11,80
Sm	86,80	23,30	189,00	94,30	15,90
Eu	88,60	17,70	166,00	64,10	10,70
Gd	56,30	15,10	123,00	63,70	11,80
Tb	40,70	8,71	76,40	33,60	6,30
Dy	59,20	15,90	130,00	67,20	11,80
Ho	86,80	23,30	189,00	94,30	15,90
Er	88,60	17,70	166,00	64,10	10,70
Tm	56,30	15,10	123,00	63,70	11,80
Yb	40,70	8,71	76,40	33,60	6,30
Lu	59,20	15,90	130,00	67,20	11,80
SiO <sub>2</sub>	39,42	41,75	41,53	42,08	43,67
MgO	10,15	7,42	6,56	6,29	3,39
La/Sm	5,11	3,99	2,94	3,1	3,37
Gd/Yb	2,74	2,48	3,67	3,99	4,05
TAS	Basanita	Tefrito	Basanita	Tefrito	fonotefrito
Petrografia	Lamprófiro	Lamprófiro	Lamprófiro	Lamprófiro	Lamprófiro
IA	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico	Miaskítico
Grupo	Ultrapotássico	Potássico	Sódico	Sódico	Sódico
CIPW	Ne, Lc, Ol (18,55%)	Ne, Ol (9,62%)	Ne, Ol (13,46%)	Ne, Ol (5,72%)	Ne, Ol



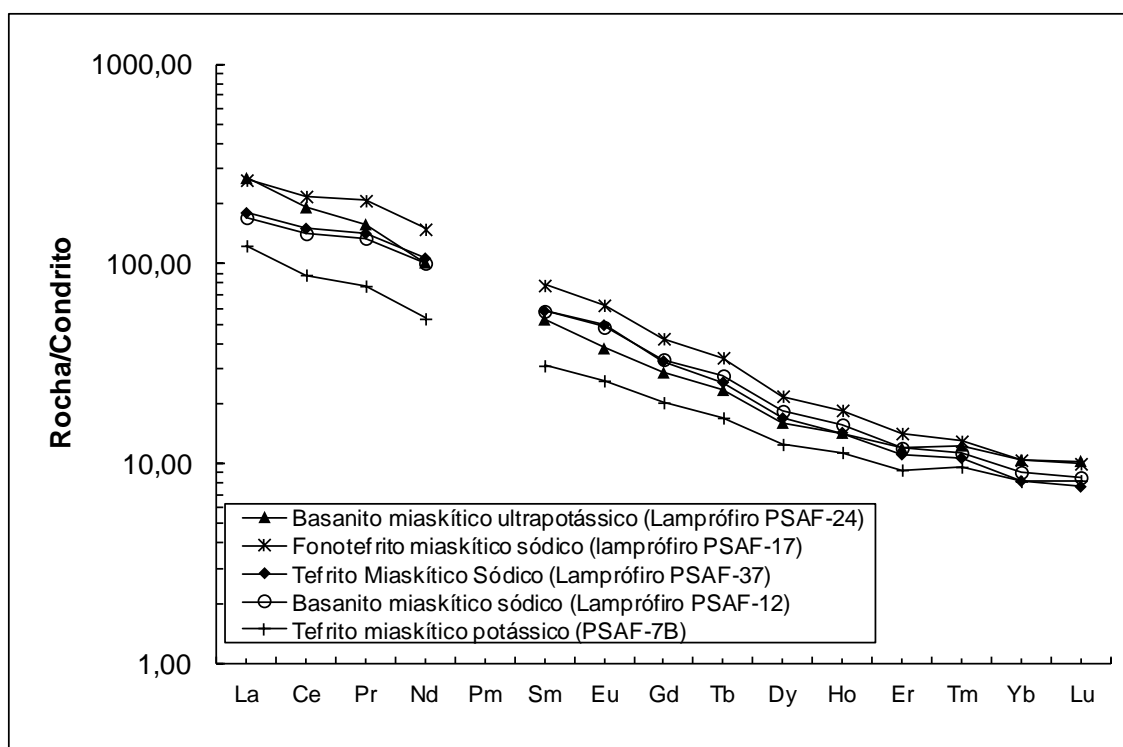


Figura 58 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras basanita (PSAF- 12 e 24), tefrito (PSAF-7B e 37) e fonotefrito (PSAF-17) do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha.

A hipótese de hibridização pode ser inicialmente avaliada com base nos padrões de elementos terras raras das amostras analisadas (Figura 58). As concentrações de elementos terras raras leves e pesados inviabilizam uma relação de cogeneticidade entre basanita ultrapotássico (lamprófiro; PSAF-24) e fonotefrito sódico (lamprófiro; PSAF-17) por processos de hibridização para gerar líquidos híbridos tefríticos (lamprófiros; potássico (PSAF-7B) e sódico (PSAF-37)) e basanítico (lamprófiro; sódico). Isto é corroborado pela ausência de feições petrográficas indicativas deste processo no complexo estudado (Capítulo 3.2).

O diagrama da Figura 59 apresenta os resultados da modelagem para a geração do líquido fonotefrítico miaskítico sódico (PSAF-17) por cristalização fracionada a partir de um líquido basanítico miaskítico sódico (PSAF-12) no Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha.

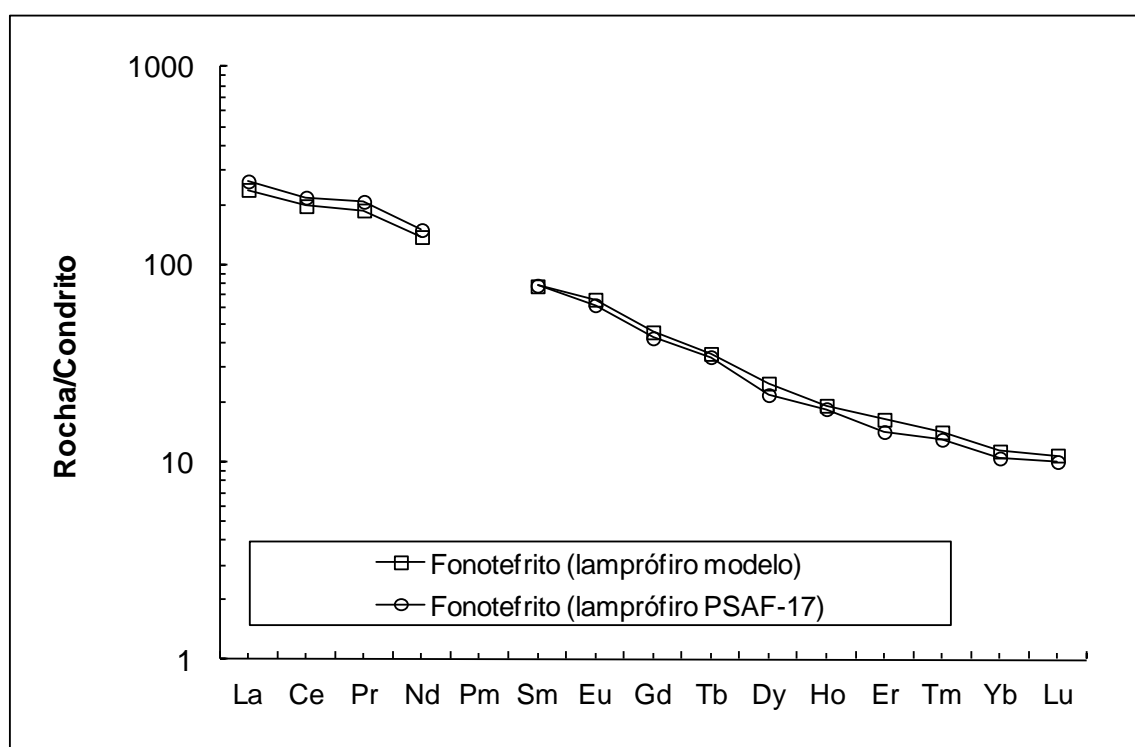


Figura 59 - Resultados da modelagem do processo de cristalização fracionada entre fonotefrito miaskítico sódico (PSAF-17) e basanita miaskítico sódico (PSAF-12) do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha. Fatores de normalização: BOTTAZI et al., 1999; ADAM e GREEN, 2006; LOURRETTE et al., 1995.

A assembleia fracionante típica de lamprófito alcalino é clinopiroxênio, olivina, kaersurtita (com ou sem inclusões de apatita), biotita e flogopita. O modelo mostra que 29% de cristalização fracionada de uma assembleia com 55% de clinopiroxênio, 35% de olivina e 10% de anfibólio a partir de um líquido parental basanítico (PSAF-12; MgO=6,56%) é capaz de gerar as concentrações de elementos terras raras do líquido fonotefrítico (PSAF-17; MgO = 3,39%). As diferenças percentuais entre os valores reais e modelados são inferiores a 10% e um terço dos elementos encontra-se abaixo do erro analítico (~3%). Por outro lado, essa relação cogenética não se aplica às demais amostras, mesmo quando testadas hipóteses com outros líquidos parentais. O padrão dos elementos terras raras obtido pela modelagem, também por cristalinização fracionada, do basanita miaskítico ultrapotássico (PSAF-24; MgO=10,15%) de maneira a gerar o tefrito miaskítico potássico (PSAF-7B; MgO = 7,42%) indica a não congeneticidade entre esses dois líquidos. Para isso, seria necessário uma assembleia fracionante que concentrasse mais os elementos terras raras leves em relação aos pesados, o que não pode ser obtido por uma assembleia fracionante típica de lamprófitos, constituída predominantemente por olivina e

clinopiroxênio, por exemplo. Modelos elaborados tendo este mesmo líquido parental basanítico (PSAF-24) também não conseguem gerar o líquido basanítico miaskítico sódico (PSAF-12). Para isso ocorrer, seria necessário o fracionamento de uma assembleia que concentrasse elementos terras raras leves e pesados, mas que ao mesmo tempo não concentrasse os elementos terras raras médios. A não cogeneticidade foi também denotada por modelos que utilizaram o mesmo líquido parental (PSAF-24) para tentar obter a composição do líquido tefrítico miaskítico sódico (PSAF-37). Testes elaborados para diferentes composições parentais (por exemplo: PSAF-7B) e evoluídas (por exemplo: PSAF-12, 17 e 37) também indicam não cogeneticidade entre os líquidos lamprofíricos.

Em resumo, os modelos mostram uma cogeneticidade entre os basanitos e tefritos da série alcalina miaskítica sódica fortemente insaturada do complexo de Gerininó-Mendanha por processo de cristalização fracionada. Porém, o mesmo não se aplica a série alcalina miaskítica potássica e ultrapotássica fortemente insaturadas, como também a qualquer tentativa de correlação dessas séries entre si.

O Complexo Alcalino de Itatiaia localiza-se a noroeste do de Morro Redondo (Figura 2). Dezesesseis amostras foram coletadas nos trabalhos de campo, sendo que dez amostras foram selecionadas para análises litogeoquímicas. O Complexo Alcalino de Itatiaia apresentou os melhores afloramentos estudados nesta dissertação, de modo que a maioria das amostragens foi coletada em diques e, subordinadamente, blocos *in situ* ou rolados (Capítulo 3.1). As dez amostras analisadas foram assim classificadas: quatro são foiditos (AGN-GM-03A, 05C, 05D e 05E), quatro são basanitos (AGN-GM-02, 05B, 06, 06B), uma é tefrito (AGN-GM-04) e uma é fonolito (AGN-GM-01).

Os padrões de elementos terras raras para as amostras de Itatiaia são mostrados no diagrama da Figura 60. Valores de razões destes elementos e dados adicionais são listados na Tabela 14.

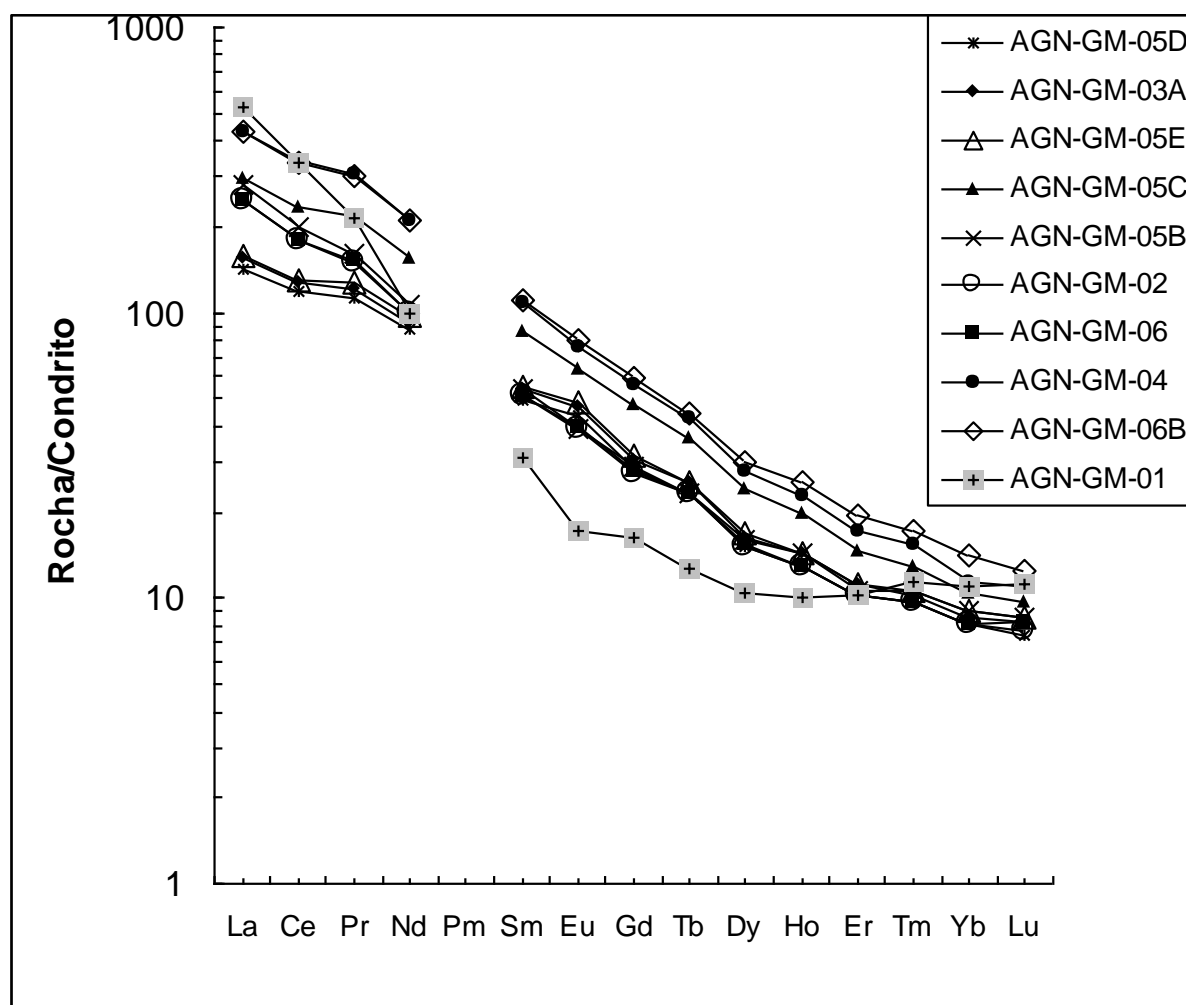


Figura 60 - Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974; HASKINS et al., 1968) para as amostras de foidito (AGN-GM-03A, 05C, 05D e 05E), basanita (AGN-GM-02, 05B, 06 e 06B) e tefrito (AGN-GM-04) e fonolito (AGN-GM-01) do do Complexo Alcalino de Itatiaia.

As razões La/Nd e Sm/Lu dos lamprófiros do Complexo Alcalino de Itatiaia, mostradas na Tabela 14, só podem ser explicadas por cristalização fracionada com o envolvimento de fases que fracionem os elementos terras raras leves em relação aos pesados. No entanto, fases fracionantes típicas de lamprófiros (olivina e clinopiroxênio) têm valores de  $k_d$  para os elementos terras raras (por exemplo: ADAM e GREEN, 2006) que não resultam nesse fracionamento.

Tabela 14 - Razões de elementos terras raras e MgO (em %peso) das amostras coletadas no Complexo Alcalino de Itatiaia. A classificação química (TAS; LEMAITRE, 2002) e petrográfica, bem como o índice albitico (IA) e grupo estão listados na tabela.

Amostra	MgO	La/Yb	La/Nd	Sm/Lu
AGN-GM-05C	9,46	17,4	1,6	6,7
AGN-GM-02	7,19	17,9	1,7	6,6
AGN-GM-05B	7,00	17,4	1,6	6,4
AGN-GM-03A	6,20	28,2	1,9	8,8
AGN-GM-06B	6,11	30,7	2,6	6,3
AGN-GM-06	5,91	30,4	2,5	6,7
AGN-GM-04	5,73	30,1	2,5	6,3
AGN-GM-05E	5,17	38,2	2,1	9,9
AGN-GM-05D	4,62	30,6	2,0	8,9
AGN-GM-01	0,30	48,5	5,3	2,8

Amostra	TAS	Petrografia	IA	Grupo
AGN-GM-05C	Foidito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-02	Basanito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-05B	Basanito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-03A	Foidito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-06B	Basanito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-06	Basanito	Lamprófiro	Miaskítico	Sódico
AGN-GM-04	Tefrito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-05E	Foidito	Lamprófiro	Miaskítico	Potássico
AGN-GM-05D	Foidito	Lamprófiro	Miaskítico	Sódico
AGN-GM-01	Fonolito	Fonolito	Miaskítico	Ultrapotássico

Além de olivina e clinopiroxênio, os lamprófiros também fracionam, subordinadamente, anfibólios (geralmente, kaersurtita) e mica (biotita e/ou flogopita). Esta última também não fraciona os elementos terras raras. Somente anfibólios conseguem fracionar leves e médios e, em menor grau, pesados. Deste modo, é improvável que exista uma correlação de cogeneticidade entre todos os líquidos lamprófiros do Complexo Alcalino de Itatiaia por cristalização fracionada. No entanto, é possível, com base nos dados apresentados na Tabela 14, discriminar algumas suítes lamprófiros. Por exemplo, os lamprófiros AGN-GM-05C, 02 e 05B têm variação de MgO e teores de elementos terras raras que, a princípio, podem ser explicados por cristalização fracionada. O mesmo se aplica às amostras AGN-GM-03A, 05E e 05D, que devem representar líquidos lamprófiros de uma outra suíte dentro do mesmo complexo. Já as variações antitéticas entre MgO e teores de

elementos terras raras impedem uma relação por cristalização entre os líquidos lamprofíricos representados pelas amostras AGN-GM-06B, 06 e 04 por fracionamento de olivina, clinopiroxênio, anfibólios e biotitas.

A modelagem do processo de cristalização fracionada mostrou ser possível gerar os líquidos lamprofíricos representados pelas amostras AGN-GM-02 e AGN-GM-05B a partir da amostra AGN-GM-05C por 10% e 13% de cristalização fracionada, respectivamente, envolvendo uma assembleia fracionante composta por 50% de olivina e 50% de clinopiroxênio (Tabela 15). Vale ressaltar que as amostras AGN-GM-05B e AGN-GM-05C foram coletadas num mesmo dique. Isto indica ocorrência de processos de diferenciação *in situ* ou intrusão múltipla. Os resultados dos modelos também mostraram ser possível gerar os lamprófiros AGN-GM-05E e AGN-GM-05D por 28% e 38% de cristalização fracionada, respectivamente, a partir de uma assembleia fracionante com 50% de anfibólio e 50% de clinopiroxênio, ambos, a partir do líquido parental AGN-GM-03A. No entanto, os outros líquidos lamprofíricos do Complexo Alcalino de Itatiaia não podem ser correlacionados aos acima listados por processos de cristalização fracionada. Ao contrário do mostrado na Tabela 15, as diferenças percentuais obtidas pelos modelos elaborados ficaram acima dos erros analíticos para os elementos terras raras selecionados, podendo chegar, em alguns casos, a mais de 20%.

Finalmente, a hipótese de geração do fonolito miaskítico ultrapotássico AGN-GM-01 a partir dos líquidos lamprofíricos também foi testada por modelagem do processo de cristalização fracionada. Em nenhum dos casos foi comprovada a cogeneticidade entre esses líquidos, uma vez que para gerar os fonolitos seria necessária uma assembleia fracionante que concentrasse médios e pesados, em diferentes proporções, sem concentrar La.

Tabela 15 - Resultados das modelagens de cristalização fracionada com as diferenças percentuais entre valores reais e modelados para uma seleção de

elementos terras raras leves, médios e pesados. CF=quantidade de cristalização fracionada. d (%) = diferença percentual média entre o valor real e o valor modelado. O líquido parental é representado pela amostra AGN-GM-05C. Líquidos evoluídos são representados pelas amostras AGN-GM-05B e AGN-GM-02. Valores de  $K_d$ : ADAM e GREEN, 2006.

Líquidos	05C-02	05C-05B	03A-05E	03A-05D
MgO (%peso)	9,46-7,19	9,46-7,00	6,20-5,17	6,20-4,62
CF (%)	10	13	28	38
Olivina	50	50	0	0
Clinopiroxênio	50	50	50	50
Anfibólio	0	0	50	50
La	2	3	9	4
Ce	2	3	9	5
Nd	2	1	8	2
Sm	0	1	8	4
Tb	0	3	1	4
Ho	3	1	2	8
Yb	2	0	9	5
Lu	3	4	7	2
d (%)	2	2	7	4

De um modo geral, os resultados das modelagens apontam para a existência de mais que uma suíte lamprofírica no Complexo Alcalino de Itatiaia. Muito embora seja possível relacionar os lamprófiros de algumas destas suítes por processos de cristalização, o fracionamento não teria sido suficiente para gerar o fonolito miaskítico ultrapotássico coletado naquele complexo. Em geral, parece possível gerar líquidos lamprofíricos potássicos e sódicos a partir de parentais potássicos, com cristalização de olivina e clinopiroxênio, no primeiro caso, e clinopiroxênio e anfibólio, no segundo caso (Tabela 15).

#### 4.2 Fontes geradoras e processos de fusão parcial

As rochas máficas coletadas nos sete complexos alcalinos estudados são as melhores representantes de líquidos parentais. A composição química de líquidos parentais, sendo os mesmos primários ou não, é a melhor aproximação possível para a investigação das suas fontes mantélicas geradoras, bem como dos processos de fusão parcial a elas relacionados.

Dos sete complexos estudados, somente em Morro Redondo não foi coletada nenhuma amostra com teores de MgO típicos de líquidos parentais (Tabela 16). A

amostra menos evoluída do Complexo Alcalino de Morro Redondo é um lamprófiro alcalino tefrifonolítico (RE-GM-02) com MgO = 2,55%peso.

Tabela 16 - Dados litogeoquímicos e classificações petrográficas e químicas (TAS) das amostras representativas dos líquidos parentais dos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Tanguá (ITB), Morro de São João (MSJ), Passa Quatro (PQ), Gericinó-Mendanha (PSAF) e Rio Bonito (RB). PF = perda ao fogo. Óxidos em %peso. Elementos traços em ppm. a.n.d. = abaixo do nível de detecção.

<b>Amostras</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>PF</b>	<b>Total</b>	<b>Cr</b>	<b>Ni</b>	<b>TAS</b>	<b>Petrografia</b>
PSAF-24	39,42	10,15	6,26	99,31	390	210	Basanito	Lamprófiro
AGN-GM-05C	37,53	9,46	6,90	98,77	380	200	Foidito	Lamprófiro
PQ-GM-06D	44,19	8,53	0,90	98,78	430	190	Tefrito	Lamprófiro
RB-GM-01	36,36	6,85	8,16	98,55	130	80	Foidito	Lamprófiro
ITB-GM-02	41,96	6,65	4,76	99,41	250	120	Basanito	Lamprófiro
MSJ-GM-05	35,54	6,23	1,39	99,28	a.n.d.	60	Foidito	Gabro

Os teores de MgO, Ni e Cr destas amostras não representam aqueles encontrados em líquidos primários. Das seis amostras, cinco são lamprófiros e uma é gabro. Estas rochas são classificadas como foiditos, basanitos e tefritos no diagrama TAS (LEMAITRE, 2002). O elevado teor de perda ao fogo, típico de lamprófiros devido ao alto conteúdo de minerais máficos volatizados, pode ter resultado em totais um pouco abaixo de 99% em algumas amostras (Tabela 16).

O diagrama multielementar para a amostra de gabro (Morro de São João), lamprófiro foidítico (Rio Bonito) e lamprófiro basanítico (Tanguá), com teores semelhantes de MgO (Tabela 16) e, portanto, representativas de líquidos parentais com semelhantes graus de evolução, é mostrado na Figura 61. Todas as amostras têm razões  $La/Yb_N$  e  $La/Nb_N$  maiores do que a unidade (Tabela 17), indicando derivação a partir de fontes mantélicas enriquecidas, tipicamente associadas ao manto litosférico subcontinental. O mesmo se aplica às amostras representativas dos líquidos parentais dos complexos alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro (Tabela 17 e Figura 62) Por outro, a amostra representativa do líquido parental do Complexo Alcalino Gericinó-Mendanha têm razões  $La/Yb_N$  (25,8) e  $La/Nb_N$  (0,80) indicativas do envolvimento de fontes mantélicas férteis (Tabela 17 e Figura 62).



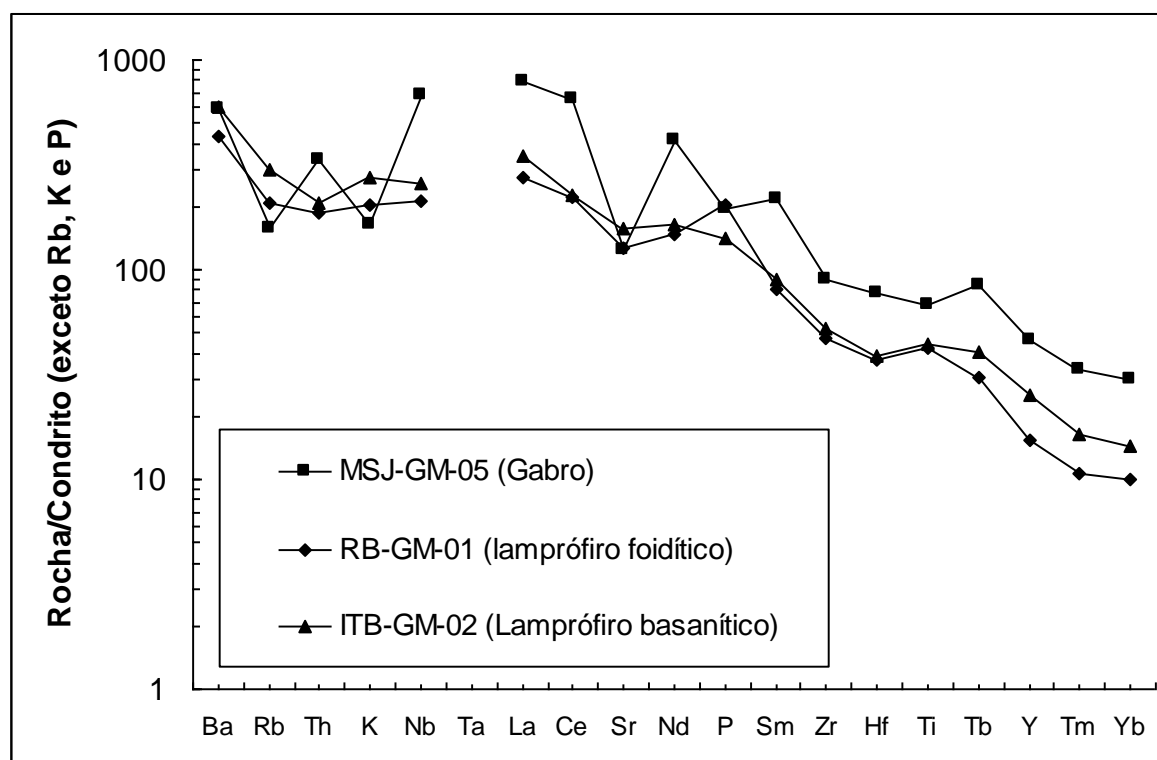


Figura 61 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (THOMPSON, 1982; exceto Rb, K e P) do manto primitivo de Sun, 1980 e Ba=3,85 de Hawkesworth et al., 1984) para amostras representativas dos líquidos parentais nos complexos alcalinos de Morro de São João (MSJ), Rio Bonito (RB) e Tanguá (ITB).

Tabela 17 - Razões La/Nb e La/Yb das amostras representativas dos líquidos parentais dos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Tanguá (ITB), Morro de São João (MSJ), Passa Quatro (PQ), Gericinó-Mendanha (PSAF) e Rio Bonito (RB).

Amostras	La/Nb	La/Yb	Manto
RB-GM-01	1,21	41,2	Enriquecido
MSJ-GM-05	1,08	38,9	Enriquecido
ITB-GM-02	1,26	35,9	Enriquecido
AGN-GM-05C	1,04	26,1	Enriquecido
PQ-GM-06D	1,25	43,8	Enriquecido
PSAF-24	0,71	38,5	Fértil

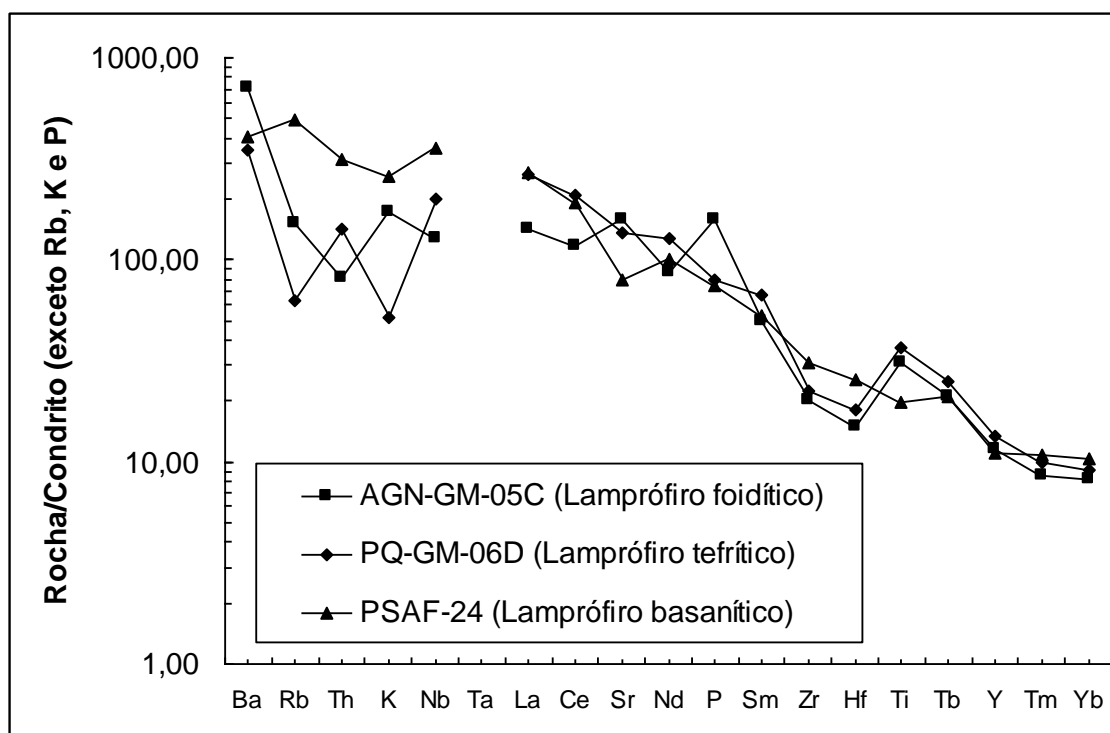


Figura 62 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (THOMPSON, 1982; exceto Rb, K e P, do manto primitivo de Sun, 1980 e Ba=3,85 de Hawkesworth et al., 1984) para amostras representativas dos líquidos parentais nos complexos alcalinos de Itatiaia (AGN), Passa Quatro (PQ) e Gericinó-Mendanha (PSAF).

Desta forma, os dados litogeoquímicos das amostras representativas dos líquidos parentais indicam que a maior parte dos complexos alcalinos da área de estudo tiveram derivação do manto litosférico subcontinental. Somente no caso do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha, fontes férteis parecem ter sido envolvidas.

Há quatro modelos fundamentais de fusão parcial (WOOD e FRASER, 1976), quais sejam: 1) em equilíbrio modal, 2) em equilíbrio não modal, 3) fracionada modal e 4) fracionada não modal. A fusão parcial em equilíbrio implica na segregação do líquido primário de uma só vez após um intervalo de fusão. Em oposição, a fusão fracionada implica a segregação instantânea do líquido primário ao longo do processo de fusão. Na fusão parcial modal, o sólido residual mantém as mesmas proporções modais do sólido original, enquanto que na fusão parcial não modal, há mudança nestas proporções, implicando diferentes valores de coeficientes de partição total ao longo do processo. A rigor, a fusão fracionada deve ser irreal para a

maioria dos casos, uma vez que a segregação instantânea do líquido primário formado não deve ser comum devido à trama granoblástica típica dos peridotitos. Modelos geoquímicos demonstraram, também, que a fusão modal e não modal (fracionada ou em equilíbrio) geram resultados muito semelhantes (Wilson, 1989). Deste modo, nesta dissertação optou-se pela elaboração de modelos de fusão parcial em equilíbrio modal.

A equação que descreve o modelo de fusão parcial em equilíbrio modal é a seguinte (WOOD e FRASER, 1976):

$$C_L/C_O = 1/(F + D_{SR} - F \cdot D_{SR}) \quad (\text{equação 4.2), onde:}$$

$C_L$  = concentração do elemento traço no líquido primário;

$C_O$  = concentração do elemento traço na fonte original;

$F$  = fração de peso do líquido primário formado, isto é, o grau (%) de fusão parcial (por exemplo:  $F=0,1 = 10\%$  de fusão parcial); e

$D_{SR}$  = coeficiente de partição total no sólido residual; expresso por:  $D_{SR} = \sum n_i - 1 W_i \cdot K_{di}$ , onde  $W$  é a proporção da fase  $i$  no sólido residual e  $K_{di}$  é o coeficiente de partição mineral/líquido. É importante ressaltar que  $D_{SR}$  é calculado para as fases do sólido residual presentes no instante que o líquido é removido, assim, as fases sólidas que estavam presentes e que foram fundidas não influenciam nas concentrações dos elementos traços no líquido gerado (Rollison, 1993).

Os líquidos parentais em cinco dos complexos alcalinos são classificados como lamprófiros, em base petrográfica. Em Morro de São João, o líquido parental foi classificado como gabro. De acordo com a classificação química, estas amostras são representadas por foiditos, basanitos e tefritos (Tabela 16).

A geração dos líquidos parentais listados, a partir de plagioclásio lherzolito, é pouco provável, uma vez que eles intrudiram crosta continental relacionada a um orógeno colisional (Capítulo 2) e, portanto, espessa (> 30 km). Muito possivelmente, as fontes mantélicas geradoras dos líquidos parentais estudados (lamprófiros e gabro alcalino) estão inseridas na zona da granada (>80 km) ou na zona do

espinélio (30<km<80). Adicionalmente, estudos experimentais mostram que a fusão parcial do plagioclásio peridotito ocorre em pequenos intervalos de temperatura (~5°C) e produz líquidos quartzo-toleíticos e olivina-toleíticos sob menores e maiores pressões (8 Kbar), respectivamente. Por outro lado, estes mesmos estudos mostram que menos que 1% a 10% de fusão parcial de espinélio lherzolito, sob longo intervalo de temperatura (~45°C) gera líquidos primários basáltico alcalinos a picrítico alcalinos (Mysen e Kushiro, 1977; Walter e Presnall, 1994). Não há estudos de petrologia experimental para lamprófiros alcalinos ou foiditos. No entanto, a geração de lamprófiros calcialcalinos é explicada por 4,5-7% e 2,5-4% de fusão parcial de lherzolitos com espinélio e granada, respectivamente. Um sumário dos dados experimentais é apresentado na Tabela 18.

Tabela 18 - Sumário de dados de petrologia experimental para a geração de líquidos primários basáltico alcalinos e lamprófiricos. %FP = quantidade de fusão parcial. Fontes: 1) Mysen e Kushiro (1977); 2) Walter e Presnall (1994); 3) Wrobel (2000).

<b>Líquido</b>	<b>Manto</b>	<b>Peridotito</b>	<b>%FP</b>
Basalto alcalino <sup>2</sup>	?	Espinélio lherzolito	<1 a 10
Basalto alcalino <sup>1</sup>	Fértil	Granada lherzolito seco	1,5 a 11,5
Basalto alcalino <sup>1</sup>	Pouco empobrecida	Granada lherzolito	< 2
Picrito alcalino <sup>1</sup>	Pouco empobrecida	Granada lherzolito	25
Lamprófiro calcialcalino <sup>3</sup>	?	Espinélio lherzolito	4,5 a 7%
Lamprófiro calcialcalino <sup>3</sup>	?	Granada lherzolito	2,5 a 4%

<b>Líquido</b>	<b>T, P (zona)</b>	<b>Sólido residual</b>
Basalto alcalino <sup>2</sup>	?	?
Basalto alcalino <sup>1</sup>	20 Kbar (espinélio)	Com espinélio
Basalto alcalino <sup>1</sup>	20 Kbar (espinélio)	Sem fase aluminosa
Picrito alcalino <sup>1</sup>	35 Kbar (granada)	Com granada
Lamprófiro calcialcalino <sup>3</sup>	?	?
Lamprófiro calcialcalino <sup>3</sup>	?	?

Inicialmente, três diferentes modelos de fusão parcial em equilíbrio modal foram elaborados de forma a investigar as fontes geradoras dos magmas parentais nos complexos estudados. Os modelos testaram a hipótese de geração de líquidos alcalibasálticos, picríticos e lamprófiricos a partir de granada lherzolitos e espinélio lherzolitos sob fusão parcial nas zonas de estabilidade de granada e espinélio no

manto peridotítico. A modelagem foi elaborada de modo a gerar razão La/Yb das amostras parentais. No caso dos lamprófiros, utilizou-se os intervalos de fusão parcial que aparecem na Tabela 18 (para lamprófiros calcialcalinos) e os valores de  $k_d$  entre fases residuais e líquidos basaníticos, para os testes com Gericinó, Passa Quatro e Tanguá, cujas amostras parentais classificam-se como basanitos e tefrito. Valores de  $k_d$  entre fases residuais e líquidos picríticos, basaníticos e alcalibasálticos foram utilizados para Itatiaia e Rio Bonito, cujas amostras parentais plotam no campo dos foiditos (para os quais não há valores de  $k_d$  disponíveis na literatura). No caso do gabro de Morro de São João, foram utilizados os intervalos de fusão parcial para geração de líquidos picríticos e alcalibasálticos e seus respectivos valores de  $k_d$ . Os valores de  $k_d$  utilizados nas modelagens estão listados na Tabela 19. As composições químicas dos sólidos originais granada lherzolíticos e espinélio lherzolíticos foram compilados da literatura (McKenzie e O’Nions, 1991; Fodor et al., 2002). As composições dos sólidos residuais utilizadas nas modelagens foram 58% de olivina, 27% de ortopiroxênio, 12% de clinopiroxênio e 3% de fase aluminosa (granada ou espinélio).

Os resultados das modelagens elaboradas para o Complexo Alcalino do Morro de São João são apresentados na Tabela 20.

A elevada razão La/Yb (38,9) do líquido parental MSJ-GM-05 não pode ser explicada pela fusão parcial de granada lherzolito (tanto na zona da granada como na zona do espinélio) ou de espinélio lherzolito. Na modelagem, foram utilizados valores de  $k_d$  (Tabela 21) entre olivina, clinopiroxênio e granada e líquidos picríticos (Shimizu et al., 1982; Tuffi e GIBSON, 2007). Não há valores de  $k_d$  entre espinélio e ortopiroxênio e esses líquidos primários. Neste caso, a modelagem utilizou valores para líquidos basálticos (McKenzie e O’Nion, 1991) e basaníticos (ADAM E GREEN, 2006), respectivamente. Com esses parâmetros, as fontes lherzolíticas geradoras do líquido parental no Complexo Alcalino do Morro de São João teriam que ter razões La/Yb entre 3 a 7 vezes maiores que aqueles compilados da literatura (MCKENZIE e O’NIONS, 1991; FODOR et al., 2002).

Tabela 19 - Valores de  $K_d$  utilizados na modelagem para geração de líquidos primários picríticos, basaníticos e alcalibasálticos.

Líquido	Kd	La	Yb	Referência
Picrito	Olivina	0,1240	0,0143	Shimizu et al., 1982
	Ortopiroxênio	0,0006	0,0770	ADAM E GREEN, 2006
	Clinopiroxênio	0,2870	0,6920	Shimizu et al., 1982
	Granada	0,0030	1,6530	Tuffi e GIBSON, 2007
	Espinélio	0,0100	0,0100	McKenzie e O'Nions, 1991
Basanita	Olivina	0,0001	0,0500	ADAM E GREEN, 2006
	Ortopiroxênio	0,0006	0,0770	ADAM E GREEN, 2006
	Clinopiroxênio	0,0300	0,2500	ADAM E GREEN, 2006
	Granada	0,0005	5,0000	ADAM E GREEN, 2006
	Espinélio	0,0100	0,0100	McKenzie e O'Nions, 1991
Alcalibasalto	Olivina	0,0028	0,0310	FUJIMAKI et al., 1984
	Ortopiroxênio	0,0006	0,0770	ADAM E GREEN, 2006
	Clinopiroxênio	0,0310	0,3200	FUJIMAKI et al., 1984
	Granada	0,1210	5,7300	Shimizu, 1980
	Espinélio	0,0100	0,0100	McKenzie e O'Nions, 1991

Tabela 20 - Resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para a geração de líquidos parentais picríticos e alcalibasálticos para o Complexo Alcalino de Morro de São João. A diferença corresponde às razões  $La/Yb_{(0)}$  dos sólidos originais modelados comparativamente aos maiores valores destas razões em granada lherzolitos (5,3; McKenzie e O'Nions, 1991) e espinélio lherzolitos (12,4; FODOR et al., 2002).

<b>MSJ-GM-05</b>	<b>Diferença</b>	<b>Diferença</b>	<b>Líquido primário</b>
<b>Sólido original</b>	<b>1% FP</b>	<b>11,5% FP</b>	
Granada lherzolito	5 vezes	6 vezes	Basalto alcalino
Granada lherzolito	7 vezes	7 vezes	Basalto alcalino
Espinélio lherzolito	3 vezes	3 vezes	Basalto alcalino
	<b>&lt; 2% FP</b>		
Granada lherzolito	7 vezes		Basalto alcalino
	<b>25%FP</b>		
Granada lherzolito	7 vezes		Picrito basalto

No entanto, a modelagem mostrou que um líquido primário basáltico alcalino teria a mesma razão  $La/Yb$  da amostra parental do Complexo Alcalino do Morro de São João a partir de 1,4% a 2,8% de fusão parcial de granada lherzolitos com  $3,4 < La/Yb < 5,3$  (McKenzie e O'Nions, 1991) na zona da granada, mas não na zona do espinélio. Resultado semelhante é obtido para líquidos primários basaníticos (1,3% a 3,1% para  $2,7 < La/Yb < 5,3$ ). Por outro lado, a fusão de espinélio lherzolito na

zona do espinélio não gera líquidos alcalibasálticos com a mesma razão La/Yb que o líquido parental do Complexo Alcalino do Morro de São João.

De um modo geral, a modelagem mostrou que é improvável que o líquido parental do Morro de São João tenha tido uma composição picrítica. Mais provavelmente, esse líquido parental foi alcalibasáltico, tendo sido gerado necessariamente a partir de uma fonte granada lherzolítica na zona da granada, tendo este mineral como fase residual.

Todos os outros complexos têm lamprófiros como representantes de líquidos parentais (Tabela 16). Nestes casos, os modelos utilizaram intervalos de 2,5-4,0% para fusão parcial de granada lherzolitos (na zona da granada ou do espinélio) e de 4,5-7,0% de fusão parcial de espinélio lherzolitos (na zona do espinélio) (Tabela 18). Os valores de  $k_d$  utilizados foram de basanitos, para lamprófiros tefríticos e basaníticos (Gericinó, Passa Quatro e Tanguá). Testes foram realizados utilizando valores de  $k_d$  para picritos, basanitos e alcalibasaltos (Tabela 19) para os lamprófiros foidíticos (Itatiaia e Rio Bonito). Os resultados são mostrados na Tabela 21.

Todos os modelos foram feitos utilizando o maior valor de razão La/Yb de espinélio lherzolitos (12,4; FODOR et al., 2002). Isso permitiu gerar o lamprófiro parental de Itatiaia (com o menor valor (26,1) de razão La/Yb dentre todas as amostras parentais coletadas) tanto a partir de granada lherzolitos quanto de espinélio lherzolitos. No entanto, a média dos valores de La/Yb de espinélio lherzolitos é  $6,3 \pm 3,8$ , tornando o valor 12,4 demasiadamente alto. Vale notar que ao utilizar-se o segundo valor mais elevado (8,1) não é possível gerar o líquido lamprofírico parental de Itatiaia a partir de uma fonte espinélio lherzolito.

Tabela 21 - Resultados da modelagem de fusão parcial em equilíbrio modal para a geração de líquidos parentais lamprofíricos basaníticos e tefríticos (Tanguá, Passa Quatro e Gericinó) e foidíticos (Itatiaia e Rio Bonito). FP=fusão parcial. Razões La/Yb<sub>(0)</sub> correspondem aos sólidos originais. Valores de FP em itálico foram obtidos

utilizando-se valores de  $k_d$  para líquidos alcalibasálticos. Outros valores de FP referem-se a  $k_d$  para líquidos basaníticos.

<b>Complexo</b>	<b>Sólido original</b>	<b>Zona</b>	<b>FP (%)</b>	<b>La/Yb<sub>(0)</sub></b>
Tanguá	Granada lherzolito	Granada	3,4	5,3
	Granada lherzolito	Espinélio	-	5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio	-	12,4
<hr/>				
Passa Quatro	Granada lherzolito	Granada	2,6	5,3
	Granada lherzolito	Espinélio	-	5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio	-	12,4
<hr/>				
Gericinó	Granada lherzolito	Granada	3,1	5,3
	Granada lherzolito	Espinélio	-	5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio	-	12,4
<hr/>				
Itatiaia	Granada lherzolito	Granada	2,5 e 2,9	3,4
	Granada lherzolito	Espinélio	-	5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio	2,5 e 6,0	12,4
	Espinélio lherzolito	Espinélio	-	8,1
<hr/>				
Rio Bonito	Granada lherzolito	Granada	2,5 e 2,8	5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio	-	12,4
<hr/>				
Morro de São João	Granada lherzolito	Granada	2,8	3,4 – 5,3
	Espinélio lherzolito	Espinélio		12,4

De um modo geral, os resultados da modelagem indicam que:

1. Os líquidos lamprofíricos estão relacionados a fontes granada lherzólíticas em oposição a fontes espinélio lherzólíticas. O mesmo se aplica à geração do líquido parental no Complexo Alcalino do Morro de São João.
2. A fusão ocorre na zona da granada;
3. O maior controle do processo de fusão parcial (para as condições aceitas nos modelos, em especial a quantidade de fase aluminosa (3%) da fonte residual e valores de razões La/Yb de granada e espinélio lherzólitos) é o valor de  $k_d$  entre granada residual e líquidos primários picríticos, basaníticos e alcalibasálticos (Tabela 19). O valor compilado para picritos parece ser demasiadamente baixo.



De acordo com os modelos, parece ser necessário um valor mínimo de  $k_d$  em torno de 5,0.

## 5 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

### 5.1 Discussão

Sete complexos alcalinos foram estudados nesta dissertação, tendo-se discutido processos evolutivos para todos eles. Processos de fusão parcial e discriminação de fontes foram discutidos para seis complexos, uma vez que a amostra parental do Complexo Alcalino de Morro Redondo (RE-GM-02) tem  $MgO=2,55\%$  peso, ou seja, muito baixo para representar um líquido parental máfico.

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura para a área de estudo (Capítulo 2) indicam um período prolongado (cerca de 20 Ma) de magmatismo alcalino nesta parte da Plataforma Sulamericana no Cretáceo (Tabela 22). Esta atividade magmática teria ocorrido entre *ca.* 84 Ma (Rio Bonito) e *ca.* 62 Ma (Morro de São João). Na verdade, há registro de atividade magmática alcalina próximo, aos complexos alcalinos estudados, até *ca.* 43 Ma (Capítulo 2).

Tabela 22 - Dados geocronológicos disponíveis na literatura para os complexos alcalinos estudados.

Fontes: 1) SONIKI e GARDA 1988; 2) AMARAL et al. 1967; 3) MOTOKI et al. 2010; 4) THOMPSON et al. 1998; 5) BROTZU et al. 1989; 6) WOLEY, 1987.

<i>Complexo Alcalino</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Referências</i>
Morro de São João	62	1
Tanguá	67 e 68	1 e 3
Passa Quatro	67-77	2, 1 e 6
Morro Redondo	67-80	2 e 5
Rio Bonito	70-84	1
Gericinó-Mendanha	71-73	2 e 4
Itatiaia	72	2 e 1

A investigação petrogenética apresentada no Capítulo 4 mostrou que todos os complexos estudados estão relacionados a processos de fusão parcial de um granada lherzolito na zona da granada. Isso implica uma profundidade mínima de fusão a cerca de 80 km. Dos seis complexos investigados para processos de fusão parcial, cinco parecem estar relacionados à fontes enriquecidas, implicando, no

mínimo, uma contribuição do manto litosférico subcontinental. Por outro lado, fontes férteis parecem estar relacionadas à petrogênese do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha (Tabela 17).

Um modelo geodinâmico simples foi elaborado para estimar as velocidades médias e tempos de ascensão mantélica dentro da zona da granada (onde os líquidos alcalinos parentais dos complexos estudados foram gerados). O modelo foi elaborado para mantos ascensionais com diferentes espessuras ao longo de um intervalo máximo de tempo de 20 Ma. Este intervalo de tempo foi estimado com base nas idades dos complexos alcalinos (Tabela 22).

Os resultados da modelagem são apresentados no diagrama da Figura 63. Um manto com 200 km de espessura poderia ascender dentro da zona da granada (até, no máximo, 80 km) ao longo de 20 Ma a uma velocidade de 0,6 cm/ano. Por outro lado, a velocidade de ascensão de um manto com 90 km de espessura teria que ser cerca de doze vezes menor (isto é, 0,05 cm/ano). De acordo com os parâmetros utilizados, portanto, o valor máximo de velocidade de ascensão mantélica seria 0,6 cm/ano (a partir de uma litosfera com 200 km de espessura). Este valor equivale às menores taxas de espalhamento de fundos oceânicos atuais, como no Oceano Atlântico a altas latitudes (85°N), sendo cerca de treze vezes menor que as maiores taxas de espalhamento medidas no Oceano Pacífico (20°-21°S), (SCLATER et al., 1976; HEKINIAN, 1982; JACKSON e REID, 1983).

O gráfico mostrado na Figura 64 permite estimar os valores de ascensão (em km) mantélica correspondentes aos valores mínimos, máximos e intermediários de taxas de espalhamento de oceanos atuais. A espessura original do manto em ascensão usada na modelagem foi 200 km.

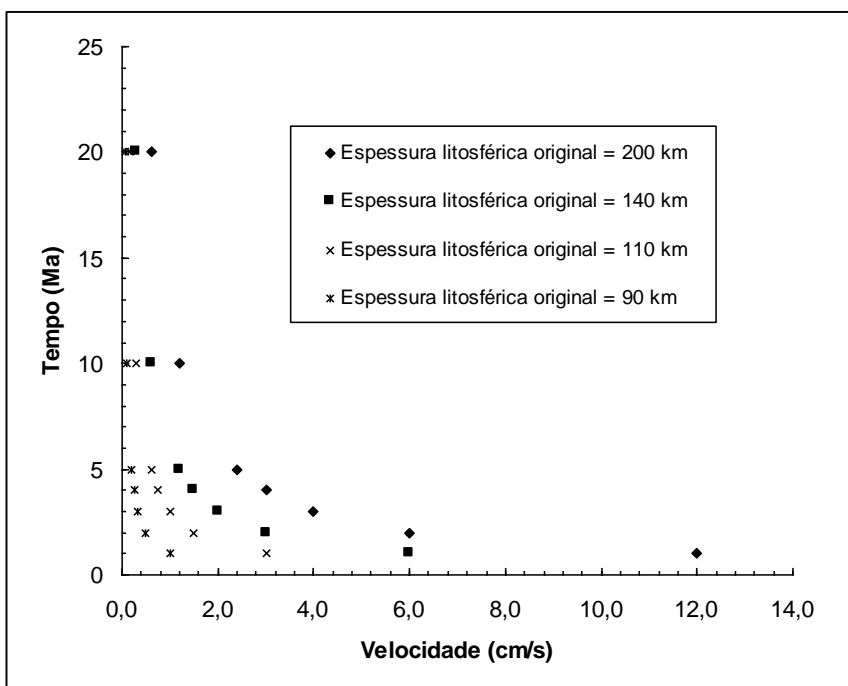


Figura 63 - Gráfico velocidade x tempo com quatro curvas de ascensão mantélica (km) para processo de decompressão adiabática do manto dentro da zona da granada. As espessuras litosféricas estão indicadas.

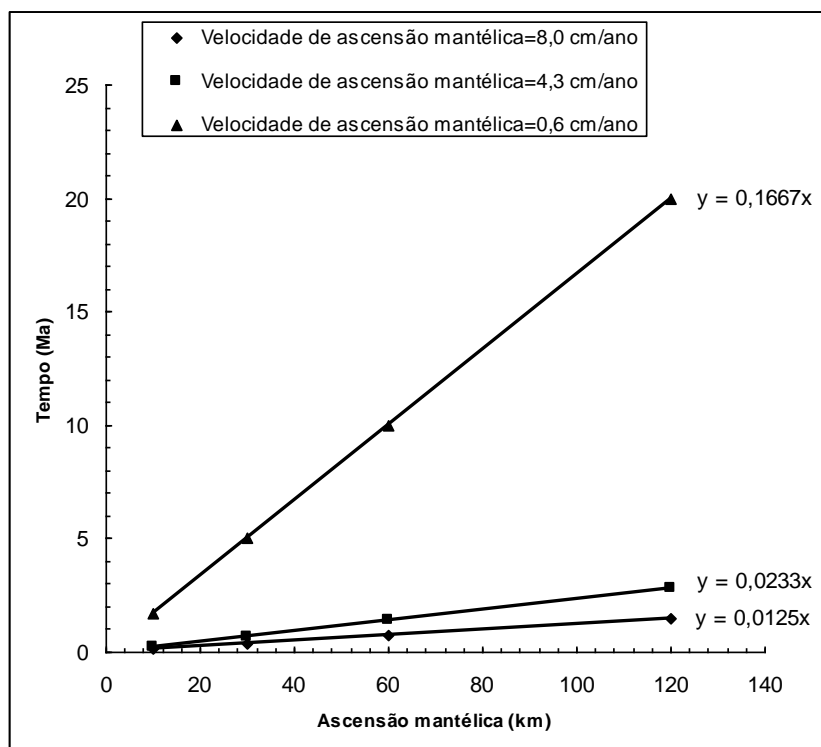


Figura 64 - Gráfico ascensão x tempo para diferentes velocidades de ascensão mantélica, com base nos valores mínimo, máximo e médio de taxas de espalhamento de fundos oceânicos (SCLATER et al., 1976; HEKINIAN, 1982; JACKSON e REID, 1983). As equações das curvas do gráfico estão indicadas.

Uma velocidade igual às maiores taxas de expansão de oceanos atuais (8,0 cm/ano) implicaria em irrealis 1600 km de ascensão do manto ao longo de 20 Ma, com base na equação da curva obtida por regressão pelo método dos mínimos quadrados. No caso do valor médio (4,3 cm/ano), a ascensão seria de 858 km. Mantos com diferentes espessuras a uma velocidade média de ascensão pouco maior que 0,6 cm/ano entrariam na zona de estabilidade do espinélio (30-60 km; Figura 65). Vale notar que um manto menos espesso (por exemplo: com cerca de 90 km), ascendendo a máxima velocidade média (isto é, 0,6 cm/ano), alcançaria a zona da granada num intervalo de tempo muito inferior a 20 Ma ou seja, cerca de 1,7 Ma (Figura 63).

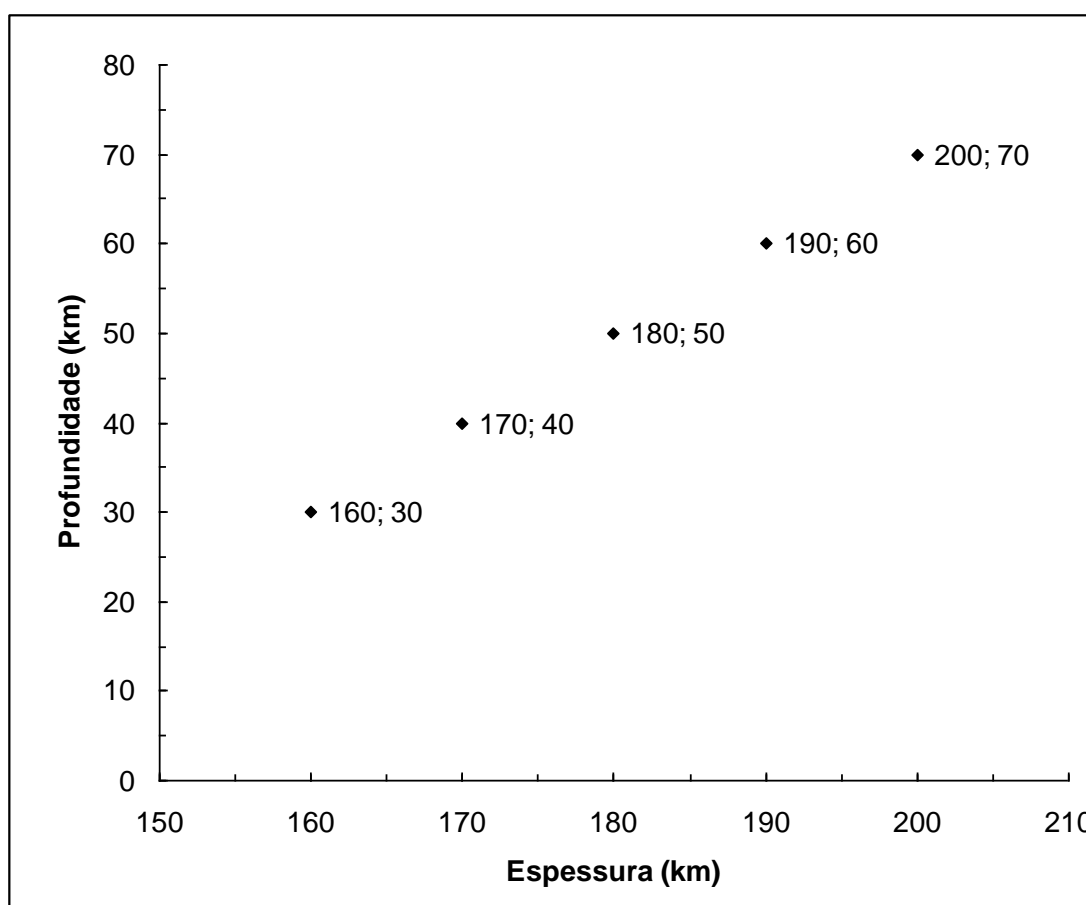


Figura 65 - Gráfico espessura x profundidade para uma velocidade média de ascensão mantélica igual a 0,65 cm/ano durante 20 Ma.

Os modelos mostraram que se um magmatismo de longa duração (cerca de 20 Ma) tiver que ser explicado por ascensão mantélica (isto é, descompressão adiabática) dentro da zona da granada, a velocidade média máxima de ascensão

teria que ser muito baixa (0,6 cm/ano) e envolver um manto muito espesso (cerca de 200 km). Maiores velocidades implicam valores de ascensão irreais e fora da zona de estabilidade da granada. Mantos menos espessos sob esta velocidade média máxima de ascensão fundiriam por descompressão adiabática dentro da zona da granada, mas num tempo cerca de dez vezes menor (1,7 Ma).

Cálculos de estiramento litosférico pela técnica de *backstripping* (THOMAZ FILHO et al., 2008) indicaram um fator beta de estiramento litosférico da ordem de 1,8 para a área da Bacia de Campos há cerca de 80 Ma. Este valor coincide com os previstos pelo modelo de subsidência por cisalhamento puro (McKenzie, 1978) aplicados à mesma bacia. Neste caso, a fusão mantélica dentro da zona da granada implica uma litosfera inicialmente com, no máximo, 144 km de espessura (isto é,  $144/80=1,8$ ). Considerando-se os modelos apresentados anteriormente, a velocidade de ascensão mantélica capaz de gerar fusão parcial por descompressão adiabática teria que ser de aproximadamente 0,3 cm/ano, no caso de um magmatismo que perdurasse por 20 Ma (Figura 63). O fator de estiramento beta para uma litosfera continental originalmente com 200 km seria, muito provavelmente, elevado ( $200/80=2,5$ ), pois superaria o valor máximo de estiramento crustal estimado para a Bacia de Santos, contígua a de Campos, por exemplo (2,33; Mio et al., 2005). Este valor também é muito mais alto do que o estimado para o estiramento litosférico entre a região oeste do Orógeno Ribeira e a região costeira do sudeste do Brasil (1,2; França e Assumpção, 2004) no Cretáceo. Um fator beta tão baixo quanto 1,2 implicaria numa litosfera continental bastante afinada, originalmente com 96 km, e uma velocidade média de ascensão mantélica extremamente baixa (0,08 cm/ano).

A temperatura do *solidus* do peridotito pode ser estimada com base na equação proposta por Hirschmann (2000). De acordo com este autor, a *solidus* do peridotito teria uma temperatura de 1571°C a 4,0 GPa (cerca de 144 km) e de 1399°C a 2,3 GPa (cerca de 80 km). Este intervalo de profundidade corresponde, aproximadamente, a uma ascensão mantélica equivalente a um fator beta igual a 1,8. Vale notar que a ascensão mantélica capaz de gerar pouca quantidade de fusão parcial (necessário à geração de magmas primários alcalinos) por descompressão

adiabática teria que corresponder a uma geoterma com um arco de curva muito próximo ao da *solidus* do peridotito. Curvaturas muito distintas entre a geoterma e a *solidus* implicariam em maiores quantidades de fusão parcial, possivelmente fora do intervalo associado à geração de magmas alcalinos.

O cálculo do gradiente de temperatura adiabática no manto pode ser feito com base na seguinte equação:

$$\partial T/\partial P = T \cdot \alpha \cdot g / c_p \text{ (equação 5.1); onde:}$$

T é a temperatura do manto em °K;

$\alpha$  é o coeficiente de expansão térmica do manto ( $3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ; Fowler, 2005)

g é a aceleração da gravidade ( $9,8 \text{ m/s}^2$ ); e

$c_p$  é o calor específico do manto ( $1,25 \times 10^3 \text{ J.kg.}^\circ\text{C}^{-1}$ ; Fowler, 2005).

Para uma temperatura igual a  $1571^\circ\text{C}$  a  $4,0 \text{ GPa}$  ( $144 \text{ km}$ ),  $\partial T/\partial P = 0,43^\circ\text{C/km}$ . Isto corresponde ao máximo de variação da temperatura possível para que o manto possa ser considerado um sistema adiabático durante a descompressão. Para uma ascensão mantélica de  $60 \text{ km}$  (isto é, de  $140 \text{ km}$  até a zona da granada a  $80 \text{ km}$ , equivalente a  $\beta = 1,8$  (MCKENZIE, 1978; THOMAZ FILHO et al., 2008), o máximo de variação de temperatura seria, portanto,  $25,8^\circ\text{C}$  ( $60 \text{ km} \times 0,43^\circ\text{C/km}$ ). Como explicado anteriormente, para os baixos valores de fusão parcial (entre 1-11%) requeridos para a geração dos líquidos primários alcalinos, a geoterma teria que estar muito próxima da curvatura da *solidus* do peridotito. A variação de temperatura da *solidus* para uma ascensão de  $60 \text{ km}$  (ou  $\beta = 1,8$ ) seria de  $172^\circ\text{C}$  (isto é,  $1571^\circ\text{C} - 1399^\circ\text{C}$ ), ou seja, seis vezes acima do valor máximo requerido para que o processo fosse adiabático. Semelhantemente, para um fator  $\beta = 1,2$  (França e Assumpção, 2004), a litosfera inicial teria que ter uma espessura de  $96 \text{ km}$  e  $\partial T/\partial P = 0,41 \text{ } ^\circ\text{C/km}$ , implicando um máximo de variação de temperatura de  $6,6^\circ\text{C}$ . No entanto, sob estas condições, a ascensão mantélica, a uma velocidade de  $0,08 \text{ cm/ano}$  (Figura 63), acabaria por gerar uma variação de temperatura de  $54^\circ\text{C}$  (isto é, cerca de oito vezes maior que o valor máximo requerido para que o processo fosse adiabático). O diagrama da Figura 66 mostra que, para  $\beta = 1,2$ ,  $\beta = 1,8$  e  $\beta = 2,33$ , correspondentes a

valores mínimos, intermediários e máximos de estiramento litosférico para a área no Cretáceo Superior, não é possível ocorrer decompressão adiabática pela ascensão do peridotito seco sob temperaturas normais. Estes resultados indicam que o manto ascendente teria que estar anormalmente quente no Cretáceo Superior de modo a gerar o magmatismo alcalino ao longo de 20 Ma, por decompressão adiabática, dentro da zona de estabilidade da granada.

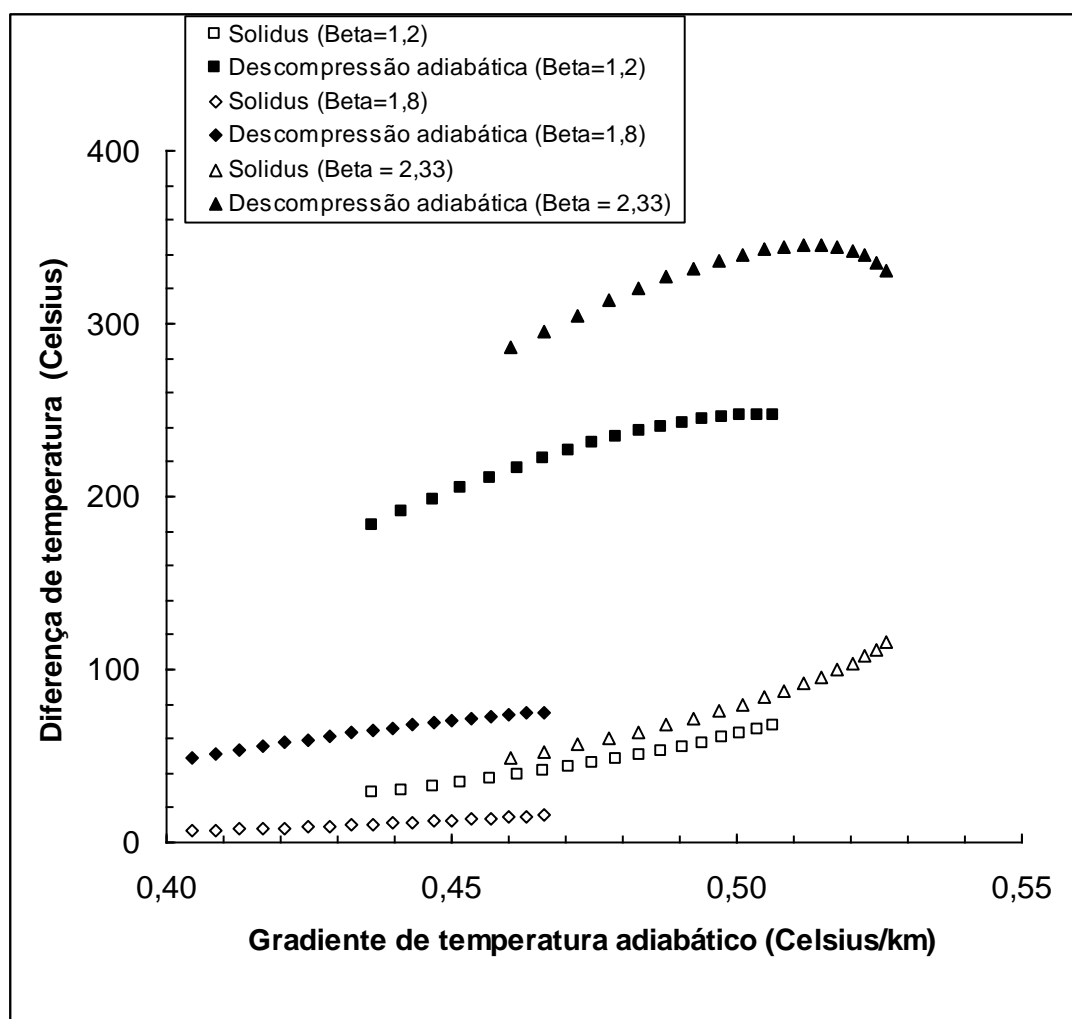


Figura 66 - Curvas de diferenças de temperatura da *solidus* e de decompressão adiabática para diferentes quantidades de estiramento litosférico.

A pluma de Trindade e Martins Vaz tem sido incluída, por alguns autores, em propostas de modelos geodinâmicos para o Cretáceo Superior na porção meridional da Plataforma Sulamericana (GIBSON et al. (1997). Estes modelos atribuem o magmatismo alcalino da área à fusão do manto litosférico subcontinental por



condução térmica a partir da pluma. A fusão da pluma propriamente dita teria sido subordinada e localizada em áreas onde o manto sublitosférico tenha sido submetido a maior ascensão (THOMPSON et al., 1998).

O magmatismo basáltico de ilhas oceânicas (OIB; *ocean island basalts*) têm sido comumente relacionado a fontes férteis, isto é, preservadas de processos de fusão parcial ao longo do tempo geológico. Estas fontes foram associadas por alguns autores às chamadas plumas mantélicas e *hotspots* (Morgan, 1983). Os OIB apresentam uma típica anomalia positiva de Nb, semelhantemente à amostra representativa do líquido parental do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha, cuja razão  $La/Nb_N = 0,80$  (Figura 67).

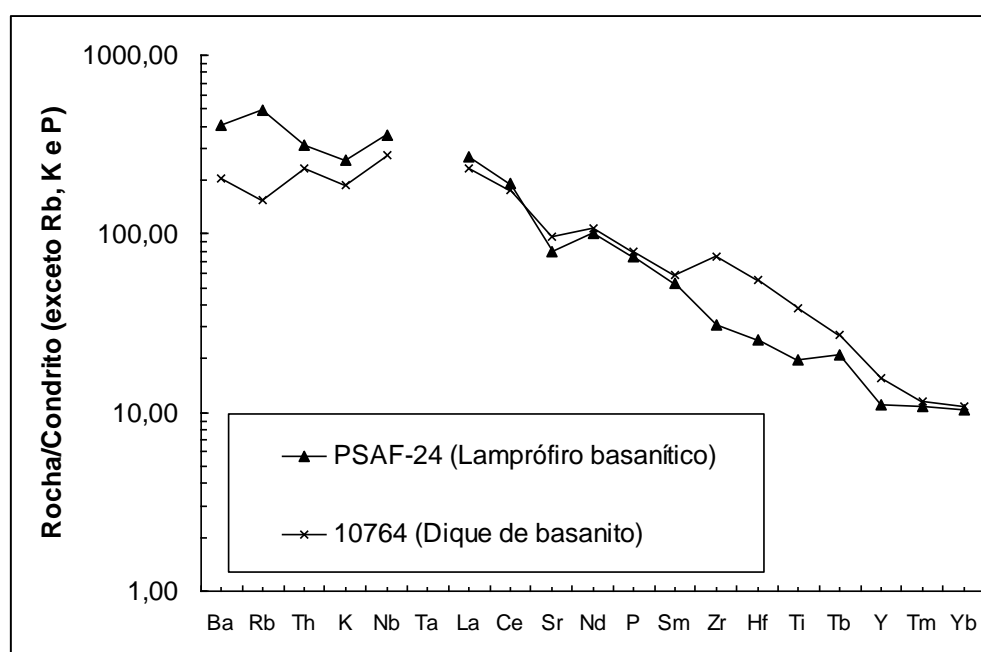


Figura 67 - Diagrama multielementar normalizado ao condrito (THOMPSON, 1982; exceto Rb, K e P, do manto primitivo de Sun, 1980 e  $Ba=3,85$  de Hawkesworth et al., 1984) para a amostra (PSAF-24) representativa do líquido parental do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha e um dique de basanito de Trindade (Siebel et al., 2000).

O diagrama da Figura 67 mostra o padrão multielementar de um basanito da Ilha de Trindade (Siebel et al., 2000) e da amostra parental do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha para fins de comparação. O teor de  $MgO$  da amostra de Trindade é 8,29%peso, inferior, mas próximo, do valor de  $MgO$  (10,15%peso) da amostra PSFAF-24 do Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha. Os teores de  $SiO_2$

destas duas amostras (41,60%peso e 39,42%peso, respectivamente) são muito semelhantes. As razões  $La/Nb_N$  (0,80) das duas amostras são iguais, mas elas diferem nas suas razões  $La/Yb_N$  (21,2 e 25,8, para Trindade e Gericinó, respectivamente), possivelmente devido à diferenças composicionais das fontes geradoras. A presença de rochas na área de estudo com anomalia positiva de Nb igual àquela encontrada em rochas de Trindade é relevante na medida em que o manto fértil é potencialmente capaz de gerar anomalias térmicas no manto litosférico subjacente, comumente tido como a porção mais refratária e menos quente do manto terrestre.

O diagrama da Figura 68 mostra os resultados de modelagem de mistura binária (Faure, 1986) tendo como membros finais OIB (*ocean island basalt*; Sun e McDonough, 1989) e lamproíto (Rock, 1991), tido como o melhor representante da composição do manto litosférico subcontinental. A modelagem mostra que muito pouca quantidade (8%) de lamproíto na mistura produz uma apreciável anomalia negativa de Nb ( $La/Nb_N=1,14$ ) no híbrido. Maiores quantidades de mistura (20%) resultam numa razão  $La/Nb_N=1,49$ .

Apesar do resultado da modelagem mostrar que muito pouca quantidade de contribuição do manto litosférico subcontinental seja necessária para gerar uma anomalia negativa de Nb, deve-se considerar que o processo de mistura depende bastante das composições dos membros finais. Assim, se a razão  $La/Nb$  do lamproíto utilizado na modelagem for mantida mas utilizar-se as razões destes elementos para composições basaníticas e nefeliníticas de Trindade (Weaver, 1990), é possível misturar até 21% de manto litosférico subcontinental (isto é, lamproíto) e gerar anomalias positivas de Nb. Por exemplo: para o menor valor de razão  $La/Nb$  (0,71) dos basanitos e nefelinitos de Trindade, 12% a 15% de contribuição do manto litosférico subcontinental não geram anomalias negativas de Nb. Esses valores passam a 16% e 21%, considerando-se basanitos e nefelinitos com razão  $La/Nb=0,82$ .

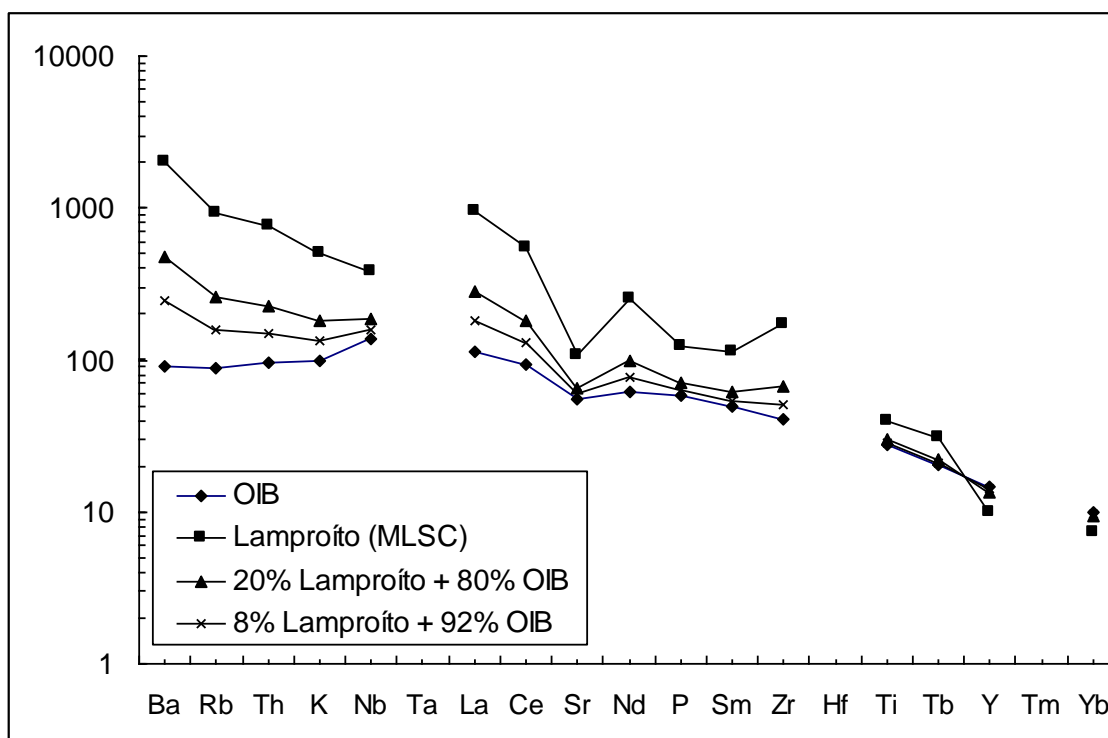


Figura 68 - Diagrama multielementar com os resultados de modelagem de mistura binária (Faure, 1986). OIB = *ocean island basalts*; Sun e McDonough (1989); MLSC = manto litosférico subcontinental; lamproíto de Rock (1991). Os fatores de normalização são os mesmos utilizados na Figura 66.

Os resultados da modelagem mostram, portanto, que as composições basaníticas e nefeliníticas de Trindade poderiam gerar anomalias positivas de Nb, tal como vista no líquido parental do Complexo Alcalino de Gericinó-Mendanha, em processos de misturas entre fontes férteis e enriquecidas.

A Tabela 23 lista os principais resultados referentes aos processos de diferenciação magmática nos complexos alcalinos estudados.

Trabalhos anteriores propuseram que líquidos parentais tefríticos e fonotefríticos teriam gerado nefelina sienitos (e fonolitos) por cristalização fracionada no Complexo Alcalino de Morro de São João (BROTZU et al., 2007). No entanto, a amostra parental coletada em Morro de São João no presente estudo tem composição foidítica (isto é, menos evoluída que os litotipos estudados por aqueles autores) e não parece relacionada a líquidos mais evoluídos por cristalização fracionada. Isto parece inviabilizar um *trend* evolutivo alcalino fortemente insaturado do tipo foidito-tefrito-fonotefrito-tefrifonolito-fonolito para este complexo alcalino.

Tabela 23 - Complexos alcalinos e respectivos processos de diferenciação magmática.

<b>Complexo</b>	<b>Processos</b>
Morro de São João	Não foi estabelecida cogeneticidade entre líquido parental gabróico foidítico e evoluídos fonolíticos. Mais que um <i>trend</i> evolutivo para explicar as suítes miaskíticas, agpaíticas, bem como sódicas e potássicas.
Rio Bonito	Não foi estabelecida cogeneticidade entre líquido parental lamprofírico foidítico e evoluídos traquíticos. Mais que um <i>trend</i> evolutivo.
Tanguá	Não foi estabelecida cogeneticidade entre líquido parental lamprofírico basanítico e evoluídos fonolíticos e traquíticos. Mais que um <i>trend</i> evolutivo.
Morro Redondo	Cogeneticidade entre líquidos lamprofíricos tefrifonolíticos e fonolitos miaskíticos por cristalização fracionada. Não cogeneticidade entre suítes miaskíticos e agpaíticos.
Itatiaia	Não cogeneticidade entre líquidos lamprofíricos. Improvável geração dos fonolitos a partir dos lamprófiro.
Passa Quatro	Cogeneticidade entre lamprófiro tefríticos e fonolitos agpaíticos por cristalização fracionada, possivelmente em câmaras realimentadas periodicamente. Não cogeneticidade entre suítes miaskíticas e agpaíticos.
Gericinó-Mendanha	Cogeneticidade entre líquidos lamprofíricos basaníticos e tefríticos sódicos por cristalização fracionada. Não cogeneticidade entre suítes sódicas e potássicas/ultrapotássicas.

Processos de cristalização fracionada (VALENÇA, 1980) e assimilação crustal (MOTOKI et al, 2010) foram propostos para explicar o *trend* evolutivo no Complexo de Rio Bonito. Este *trend* teria gerado líquidos residuais agpaíticos a partir de miaskíticos. A coleta seletiva realizada no presente trabalho não permitiu amostrar rochas da suíte agpaítica. No entanto, os resultados do presente trabalho mostraram que é improvável que haja apenas um *trend* evolutivo no complexo. Adicionalmente, processos de assimilação crustal devem ser descartados a considerar-se os lamprófiro como líquidos parentais, uma vez que essas composições já são originalmente muito ricas em elementos incompatíveis. O mesmo se aplica ao

Complexo Alcalino de Tanguá para o qual processos de assimilação crustal também foram propostos (VALENÇA, 1980).

As amostras de rochas máficas coletadas em Morro Redondo são predominantemente sódicas, em oposição ao relatado em estudos anteriores (BROTZU et al., 1989). A série alcalina sódica em Morro Redondo parece estar relacionada a processos de cristalização fracionada, semelhantemente ao proposto por outros autores (VALENÇA et al., 1983).

Trabalhos anteriores relacionaram as séries alcalinas de Itatiaia a processos de cristalização fracionada combinados com assimilação crustal (AFC) (BROTZU et al., 1995). Assim como no presente estudo, outros autores reconheceram os lamprófiros como as rochas representativas dos líquidos parentais no Complexo Alcalino de Itatiaia (THOMPSON et al., 1998). É muito improvável, no entanto, que líquidos parentais lamprofíricos possam gerar composições fonolíticas por AFC. A rigor, os dados das modelagens apresentados no presente estudo indicam não cogeneticidade até mesmo entre os litotipos lamprofíricos amostrados.

Cristalização fracionada parece ser o processo mais provável para a geração de líquidos fonolíticos agpaíticos a partir de percursores tefríticos miaskíticos no Complexo Alcalino de Passa Quatro, semelhantemente ao proposto em trabalhos anteriores (BROTZU et al., 1992). No entanto, as texturas de desequilíbrio reveladas pelos dados petrográficos no presente trabalho indicam que as câmaras magmáticas devem ter sido periodicamente realimentadas.

Estudos anteriores não investigaram as relações de cogeneticidade das suítes lamprofíricas no Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha, mas houve propostas de processos evolutivos por hibridização envolvendo essas rochas e fonolitos agpaíticos (VALENTE, 1997). No presente trabalho, as modelagens mostraram ser possível relacionar os lamprófiros sódicos por cristalização fracionada, muito embora não haja cogeneticidade entre estes e os tipos potássicos e ultrapotássicos.

A improbabilidade de correlação entre diferentes *trends* (por exemplo: potássicos x sódicos; miaskíticos x agpaíticos) em cada um dos complexos estudados (com poucas exceções) indica que as câmaras magmáticas geradoras das séries alcalinas destes complexos constituíram sistemas bastante dinâmicos. A evidência, no Complexo de Passa Quatro, de realimentação de câmaras parece sustentar esta hipótese. Câmaras magmáticas muito dinâmicas são esperadas em crosta localizada sobre regiões anormalmente quentes, uma vez que as fontes podem estar sob contínuo processo de fusão parcial por um período de tempo prolongado. Isto parece estar de acordo com os resultados das modelagens apresentadas neste capítulo para os processos de fusão parcial. Finalmente, não há evidência geoquímica em suporte a processos de assimilação crustal. A rigor, tais processos dependem da operação conjunta de cristalização fracionada em câmaras magmáticas com longo tempo de residência, o que parece não ser o caso dos complexos estudados.

## 5.2 Conclusão

De acordo com os modelos petrogenéticos discutidos neste capítulo, a elaboração de um modelo geodinâmico para a área de estudo no Cretáceo Superior e Paleógeno deve levar em consideração os seguintes itens:

1. Pouca quantidade de fusão parcial do peridotito seco;
2. Fusão predominantemente de uma fonte litosférica anormalmente aquecida;
3. Fusão localizada e subordinada do manto sublitosférico;
4. Magmatismo durante um longo período de tempo (~ 20 Ma) em regime litosférico extensional.

Qualquer modelo geodinâmico proposto, portanto, deverá ser capaz de explicar a fusão do manto litosférico sobre uma grande área e do manto sublitosféricos restritamente ao Complexo Alcalino Gericinó-Mendanha.

O complexo alcalino do Gericinó-Mendanha e todos os outros complexos estudados localizados a leste dele estão inseridos no rifte litorâneo enquanto que os complexos alcalinos de Itatiaia, Passa Quatro e Morro Redondo localizam-se no rifte

Paraíba do Sul (Figura 4). Isto parece indicar que o rifteamento continental, iniciado no Paleógeno, não foi o principal controlador tectônico do magmatismo alcalino, uma vez que os complexos do rifte litorâneo são originados tanto de fontes férteis quanto enriquecidas. A rigor, isto corrobora a datação obtida para quase todos os complexos alcalinos estudados (Tabela 22), que os posiciona no Cretáceo Superior, ou seja, anteriormente aos estágios iniciais de rifteamento continental no Paleógeno.

Assim, o processo de descompressão adiabática que resultou na fusão parcial do manto e geração do magmatismo alcalino estudado parece estar relacionado a estruturas pretéritas àquelas formadoras do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. Neste caso, deve ser relevante o fato de que o Complexo Gericinó-Mendanha, que se distingue de todos os outros pela sua derivação a partir de fontes férteis, seja aquele, dentre os aqui estudados, que se localiza mais proximamente ao Limite Tectônico Central do Orógeno Ribeira (Capítulo 2). Limites tectônicos têm sido considerados, há muito tempo, como zonas de fraqueza litosférica (SYKES, 1978). O Limite Tectônico Central do Orógeno Ribeira poderia, assim, representar uma zona de fraqueza litosférica que, sob extensão contínua desde o início da fragmentação do Gondwana, tenderia a maior afinamento litosférico (Figura 69). Neste caso, deveria-se esperar maior quantidade de fusão parcial nesta região comparativamente às regiões adjacentes. Isso tenderia a gerar uma diferença composicional no magmatismo alcalino do Gericinó-Mendanha em relação aos outros complexos. No entanto, o magmatismo alcalino considerado aqui é todo ele lamprofírico (à exceção do Morro de São João, onde ele é basáltico) e relacionado a um valor muito pequeno e a um intervalo muito restrito de fusão parcial (Tabela 18). Pelo exposto, este modelo parece inadequado para explicar o magmatismo estudado.

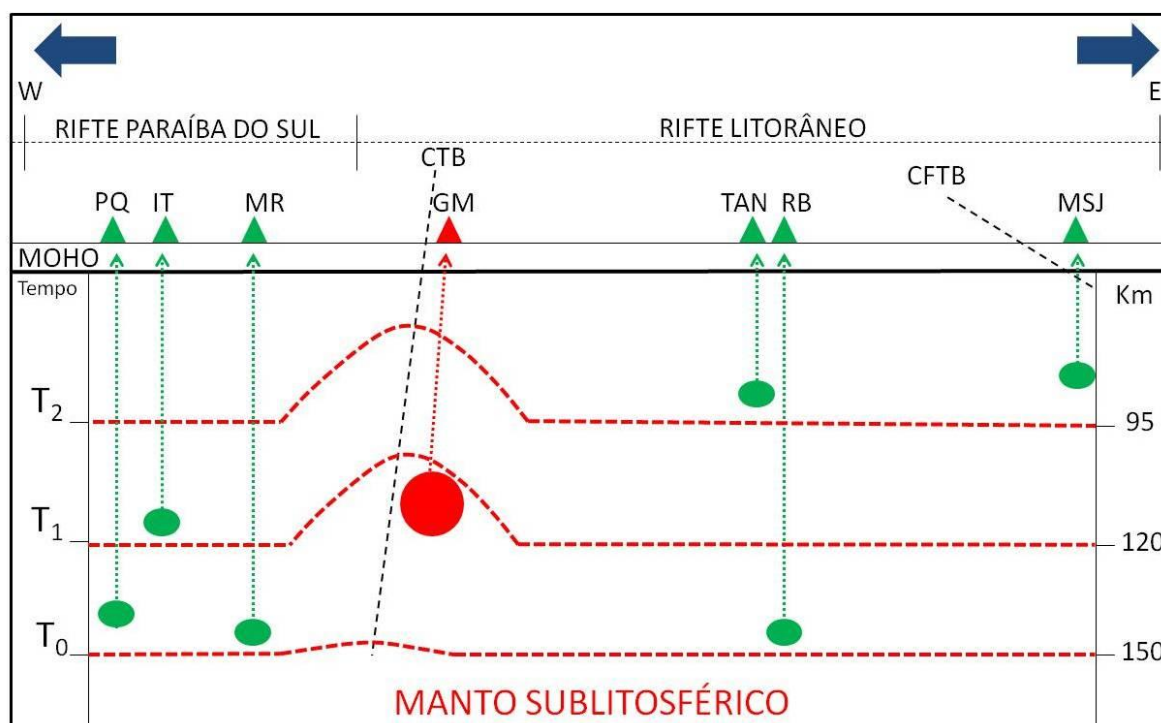


Figura 69 - Desenho esquemático da ascensão mantélica e consequente descompressão adiabática na área de estudo. A região do Limite Tectônico Central (CTB; que separa o Terreno Oriental do Terreno Ocidental) é considerada uma zona de fraqueza litosférica sujeita a maior afinamento litosférico. PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João; CFTB=Limite Tectônico Cabo Frio (separa o Terreno Cabo Frio do Terreno Oriental).

Uma outra possibilidade seria a de que a litosfera com espessuras originalmente diferentes estivesse submetida a um mesmo valor de estiramento litosférico (Figura 70). Considerando-se que o conjunto litosfera e manto sublitosférico estaria anormalmente aquecido, a região do Gericinó-Mendanha teria condições de fundir contemporaneamente àquelas mais a leste e a oeste, ao longo dos cerca de 20 Ma. Pode-se supor que as diferenças de idade decorram de amostragens distintas das rochas dos diferentes complexos. Mas, mesmo neste caso, não haveria porque os outros complexos não registrarem a contribuição do manto fértil à semelhança do que ocorre com o Gericinó-Mendanha.



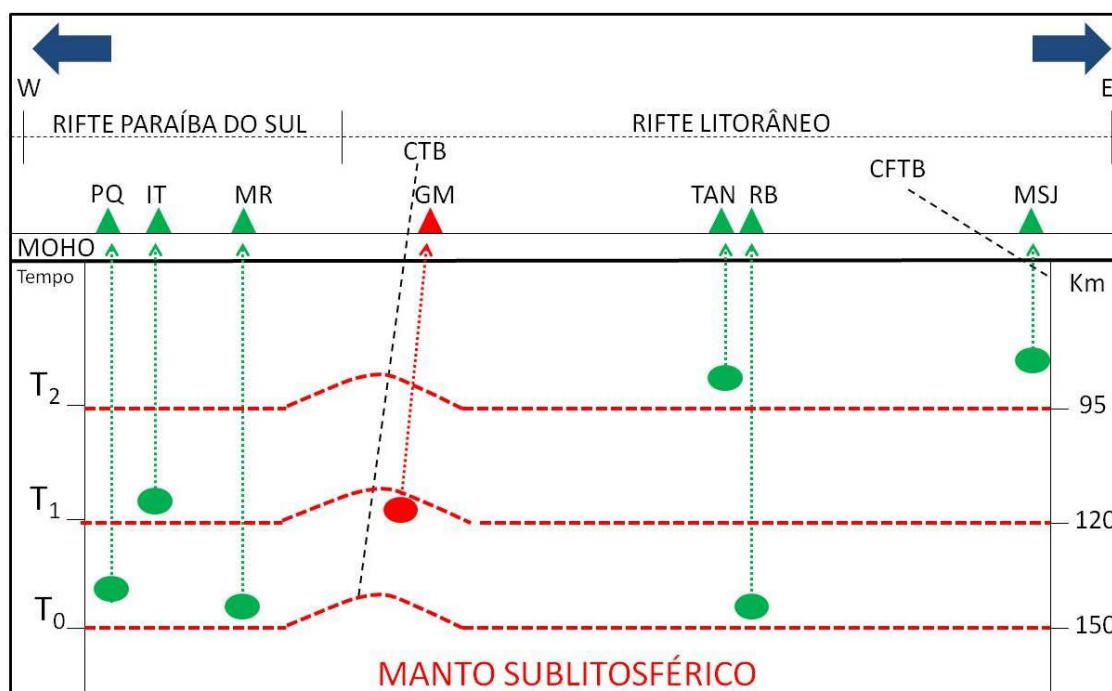


Figura 70 - Desenho esquemático da ascensão mantélica e consequente decompressão adiabática na área de estudo. Toda a área teria estado sujeita a uma mesma quantidade de estiramento litosférico. PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João; CFTB=Límite Tectônico Cabo Frio (separa o Terreno Cabo Frio do Terreno Oriental); CTB=Límite Tectônico Central (separa o Terreno Oriental do Terreno Ocidental).

Alguns modelos geodinâmicos envolvendo plumas e *hotspots* têm sido propostos para explicar o magmatismo alcalino desta região no Cretáceo Superior e Paleógeno (Capítulo 2). A Figura 71 ilustra esse caso para uma litosfera originalmente com diferentes espessuras. A translação desta litosfera sobre um ponto quente fixo poderia explicar a maior contribuição do manto fértil na geração do magmatismo alcalino do Gericinó. Apesar de ser difícil estimar o tamanho desse ponto quente fixo, a translação ao longo de cerca de 300 km entre Passa Quatro e Morro de São João teria que ocorrer sobre uma anomalia muito pequena com diâmetro possivelmente inferior a dezenas ou poucas centenas de quilômetros, equivalente a uma área total de cerca de  $10 \times 10^3 \text{ km}^2$ . Esta área equivale, aproximadamente, a *Big Island*, no arquipélago do Havaí, centrada sobre o que muitos autores consideram ser o foco atual do vulcanismo sobre um *hotspot* fixo (Morgan, 1971), mas cerca de 10 vezes inferior à área atual da Islândia, também relacionada a plumas e *hotspots* (Wolfe et al., 1997). No caso do Havaí, houve uma translação aproximada de 270 km ao longo de 20 Ma, um valor bem próximo da

distância entre Morro de São João e Passa Quatro. No entanto, o modelo de translação litosférica sobre um ponto quente fixo não encontra apoio nos dados geocronológicos disponíveis (Tabela 22). Mesmo que se considere que estes dados estejam incompletos para o caso do Gericinó-Mendanha ou mesmo do Morro de São João, as idades dos complexos de Passa Quatro e Itatiaia, bem como os de Rio Bonito e Tanguá, localizados mais a oeste e a leste na área de estudo, indicam uma contemporaneidade do magmatismo. Isto requereria uma anomalia térmica que envolvesse toda a área de estudo.

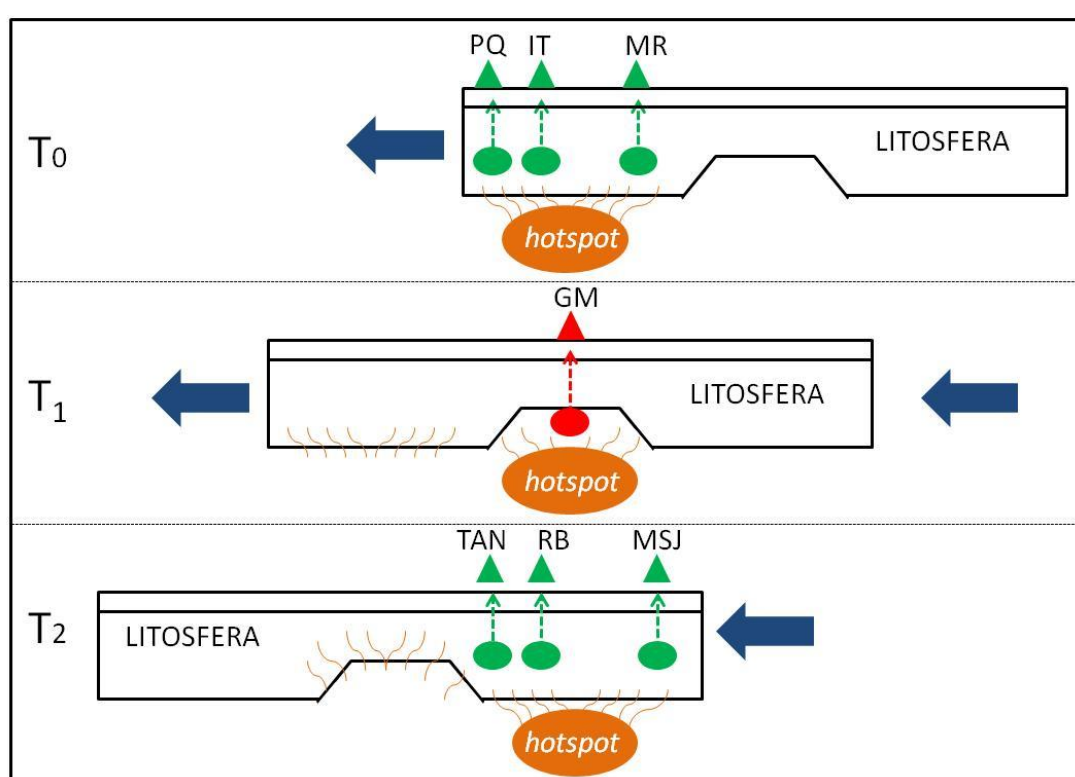


Figura 71 - Desenho esquemático da translação litosférica sobre um *hotspot* fixo. PQ=Passa Quatro; IT=Itatiaia; MR=Morro Redondo; GM=Gericinó-Mendanha; TAN=Tanguá; RB=Rio Bonito; MSJ=Morro de São João.

Como foi demonstrado anteriormente neste capítulo, a anomalia negativa de Nb dos magmas máficos é fortemente controlada pelas composições dos membros mantélicos férteis e enriquecidos envolvidos na mistura. De um modo geral, o manto fértil (ou sublitosférico) deve ter uma composição geoquímica mais homogênea do que o manto enriquecido (ou litosférico), uma vez que este último esteve envolvido em vários processos geodinâmicos ao longo do tempo geológico para a formação da crosta continental. Neste sentido, vale notar que os complexos alcalinos estudados

estão localizados sobre terrenos tectônicos distintos ou em domínios distintos dentro de um mesmo terreno do Orógeno Ribeira (Tabela 3). Assim, é possível que o envolvimento dos diferentes mantos litosféricos continentais associados a estes terrenos e/ou domínios em misturas binárias com um mesmo tipo de manto fértil tenha originado as diferenças geoquímicas observadas nos líquidos máficos parentais dos complexos alcalinos estudados. Neste caso, é interessante notar que o Complexo Alcalino do Gericinó-Mendanha está localizado sobre o Arco Magmático Rio Negro cuja história tectônica antecede os processos de amalgamação do Gondwana que envolveram o Terreno Ocidental (onde se inserem os complexos de Passa Quatro, Itatiaia e Morro Redondo), do Domínio Costeiro do Terreno Oriental (Rio Bonito e Tanguá) e do Terreno Cabo Frio (Morro de São João).

Em conclusão, o magmatismo máfico alcalino estudado parece relacionado à decompressão adiabática tanto do manto litosférico subcontinental quanto do manto sublitosférico anormalmente quentes. A anomalia térmica parece não estar associada à translação de uma litosfera com diferentes espessuras sobre uma pluma ou *hotspot* fixos. É possível que o conjunto litosfera-manto sublitosférico já representasse um sistema anormalmente aquecido desde pelo menos ca. 90 Ma, conforme proposto por estudos de sísmica profunda realizados ao longo do lineamento magmático entre as províncias de Iporá e Serra do Mar (Assumpção et al., 2004). Modelos envolvendo diferenças de quantidades de estiramento e espessura litosféricos também parecem não se aplicar à área de estudo. De um modo geral, o magmatismo alcalino máfico entre Passa Quatro e Morro de São João pode ser explicado pelo estiramento de uma litosfera continental anormalmente quente (1570°C), originalmente com cerca de 144 km, sobre um manto sublitosférico igualmente muito quente, a um fator beta de cerca de 1,8, sob velocidade de ascensão em torno de 0,3 cm/ano ao longo de 20 Ma, no Cretáceo Superior. As diferenças composicionais observadas nos líquidos máficos parentais podem ser explicadas pela mistura entre componentes mantélicos férteis e mantos litosféricos subcontinentais composicionalmente distintos. Estas diferenças composicionais parecem relacionadas aos distintos terrenos tectônicos amalgamados durante a formação do supercontinente Gondwana no Neoproterozóico-Siluriano.