

# Petrografia e Litoquímica do Magmatismo Tardi-orogênico Toleítico Alto-K e da Suíte Pós-colisional Alcalina Saturada em Sílica de Gouveia (MG)

Alexandre de Oliveira Chaves<sup>1\*</sup>

Raphael Martins Coelho<sup>1</sup>

Friedrich Ewald Renger<sup>1</sup>

Tânia Mara Dussin<sup>1</sup>

Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo<sup>2</sup>

Sara Monteiro Ribeiro<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) – Belo Horizonte (MG), Brasil.

<sup>2</sup>Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro (UA) – Aveiro, Portugal.

\*Autor correspondente: alex2010@ufmg.br

## Resumo

Nos arredores da cidade de Gouveia, MG, embutidas nos gnaisses do Complexo de Gouveia, são identificadas rochas subvulcânicas traqui-andesíticas porfiríticas levemente metamorfasadas, com fenocristais de plagioclásio e sanidina e matriz também rica em feldspatos, contendo biotita, epidoto magmático e quartzo. De ocorrência adjacente aos traqui-andesitos, aparecem rochas essencialmente plutônicas também metamorfasadas, com termos variando desde lamprófiros melanocráticos (ricos em flogopita e anfibólio, com microclina intersticial), monzonitos melanocráticos (com anfibólio, biotita, microclina e plagioclásio), sienitos mesocráticos até quartzo-sienitos leucocráticos (com microclina, biotita e quartzo). Litoquimicamente, todas elas são rochas metaluminosas, porém os traqui-andesitos são toleíticos (subalcalinos) de alto-K e tardi-orogênicos, enquanto que as rochas plutônicas compõem uma suíte magmática alcalina saturada em sílica, denominada Suíte Gouveana, cujos litotipos estão geneticamente inter-relacionados por processos de fracionamento magmático ocorrido durante episódio de soerguimento pós-colisional. Aparentemente oriundos de fontes mantélicas distintas e não necessariamente contemporâneos, os traqui-andesitos e a suíte Gouveana devem estar tectonicamente associados às transcorrências regionais das fases finais ou do Evento Transamazônico ou do Evento Brasileiro.

**Palavras-chave:** Gouveia, traqui-andesito toleítico alto-K, tardi-orogênico, suíte alcalina pós-colisional.

## Abstract

*Close to Gouveia town (MG) and located inside gneiss of the Gouveia Complex, subvolcanic porphyritic trachy-andesites slightly metamorphosed are identified, with plagioclase and sanidine phenocrysts and matrix also feldspar-rich containing biotite, magmatic epidote and quartz. Occurring adjacent to the trachy-andesites, metamorphosed plutonic rocks also appear, with terms ranging from melanocratic lamprophyres (rich in phlogopite and amphibole with interstitial microcline), melanocratic monzonites (or syeno-diorite with hornblende, biotite, microcline and plagioclase), mesocratic syenites up to leucocratic quartz-syenites (with microcline, biotite and quartz). Lithochemically, all of them are metaluminous rocks, however the trachy-andesites are subalkaline, high-K tholeiitic and tardi-orogenic, while plutonic rocks comprise a silica-saturated alkaline magmatic suite, called Gouveana Suite, whose lithotypes are genetically interrelated by magmatic fractionation processes occurred during an episode of post-collisional uplift. Apparently derived from distinct mantle sources and not necessarily synchronous, trachy-andesites and the Gouveana Suite should be tectonically associated to regional transcurrent faults at the end of either Transamazonian or Brasileiro Events.*

**Keywords:** Gouveia, tardi-orogenic high-K tholeiitic trachy-andesite, post-collisional alkaline suite.

## 1. INTRODUÇÃO

O evento pós-colisional é definido como aquele que sucede a colisão de massas continentais. O seu início ocorre após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia. Este período é complexo, sendo marcado por movimentos de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, processos de delaminação litosférica e rifteamento. O magmatismo no evento pós-colisional é representado principalmente pela formação de batólitos com afinidade cálcio-alkalina alto-K, podendo subordinadamente ocorrer granitoides peraluminosos, granitoides com afinidade alcalina/peralcalina e rochas alcalinas saturadas em sílica (Harris *et al.* 1986, Liégeois 1998).

Estudos petrogenéticos do magmatismo gerado no evento pós-colisional não somente demonstram contrastes nos processos geodinâmicos responsáveis pelo fim do

evento colisional e pelo começo do colapso extensional, mas também revelam mudanças nas fontes dos magmas relacionadas a esses processos. São típicas do magmatismo gerado no evento pós-colisional as assinaturas geoquímicas relacionadas à subducção, apesar dos processos de subducção terem cessado com a colisão continental. As assinaturas relacionadas à subducção são atribuídas ao metassomatismo do manto litosférico por fluidos derivados da placa subductada antes da colisão (Pearce *et al.* 1990, Turner *et al.* 1996).

O objetivo deste artigo é apresentar as características petrográficas e litoquímicas do magmatismo tardi-orogênico toleítico de alto potássio e da suíte magmática pós-colisional alcalina saturada em sílica adjacente, ambos identificados na região de Gouveia, Minas Gerais.

## 2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área investigada encontra-se na chamada depressão de Gouveia, uma janela estrutural do embasamento cristalino embutida na Serra do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais (Figura 1). Considerando-se toda a sua extensão, a Serra do Espinhaço prolonga-se por cerca de 1.200 km desde o norte do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais até o extremo norte do Estado da Bahia. A principal unidade litoestratigráfica que sustenta o espigão de serras é o Supergrupo Espinhaço. Essa unidade, depositada a partir do final do Paleoproterozóico (~1,7 Ga), é constituída principalmente por quartzitos com intercalações de filitos e metaconglomerados, com raras intrusões de rochas metavulcânicas em sua porção basal (e.g., Schöll & Fogaça 1979, Machado *et al.* 1989, Dossin *et al.* 1990). No Espinhaço Meridional, o Supergrupo Espinhaço é sobreposto por metassedimentos do Supergrupo São Francisco, do Neoproterozóico (0,85–0,6 Ga), integrado pelos grupos Macaúbas e Bambuí, o último aflorando exclusivamente a oeste da serra.

Em termos geotectônicos, essas megassequências integram a Faixa de Dobramentos Araçuaí, que margeia o Craton São Francisco a leste. A Orogenia Araçuaí desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro entre 630 e 490 Ma (e.g., Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.* 2001), gerando na Serra do Espinhaço grandes dobramentos de eixos norte-sul com assimetria em direção ao cráton e foliações plano-axiais a tais dobramentos, com mergulhos altos para leste. O metamorfismo superimposto varia de fácies xisto-verde a anfíbolito, de oeste para leste.

Rochas da infra-estrutura ocorrem na porção central serrana (região de Gouveia) e na margem leste da mesma (Figura 1). Gnaisses migmatíticos do Complexo de Gouveia (Hoffmann 1983) apresentam idade de  $2839 \pm 14$  Ma, tendo sofrido anatexia ao final do evento tectonomagmático Transamazônico há  $1844 \pm 15$  Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1989). Esta anatexia gerou um grande volume de granitoides peraluminosos a duas micas com granada neste complexo, muitas vezes porfiríticos, com cristais centimétricos

de feldspato potássico (Chaves & Coelho 2013). Tais rochas apresentam-se localmente deformadas, com texturas que variam de protomiloníticas a ultramiloníticas, representadas por xistos feldspáticos e sericita-quartzo xistos e sericita filonitos. Nos xistos sericíticos, ocorre intensa venulação de quartzo, contendo por vezes cianita e turmalina. Hoffmann (1983) definiu ainda uma sequência de quartzitos micáceos, interposta entre o Complexo de Gouveia e o Supergrupo Espinhaço, denominando-a de Grupo Costa Sena. Segundo Machado *et al.* (1989), zircões de rochas por eles interpretadas como metavulcânicas desse grupo apresentaram idade U-Pb de cristalização de 2,05 Ga.

Análises estruturais desenvolvidas na região (Dussin *et al.* 1992, Alkmim 1995) mostraram que a faixa de dobramentos e cavalgamentos no Espinhaço Meridional representa uma culminação antiformal com vergência tectônica para oeste e idades de deformação principalmente neoproterozóicas. Entretanto, Cruz *et al.* (2005) afirmam que a deformação no embasamento de Gouveia ocorreu por meio da nucleação de zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis. Tais zonas são constituídas por uma associação de rochas miloníticas e filoníticas com mergulhos subverticais, diferentemente da sua continuação na cobertura (Figura 1). Indicadores cinemáticos de vários tipos revelam duas fases principais de deformação. A primeira, com cinemática transcorrente sinistral e componente reverso, com eventuais falhas normais associadas, foi responsável pela nucleação das zonas de cisalhamento. A segunda possui vergência para oeste e desenvolveu-se por meio da reativação das zonas anteriormente nucleadas.

Dossin *et al.* (1993) detalharam os metadiabásios que cortam todos os litotipos supra-citados, exibindo texturas ofítica a sub-ofítica localmente preservadas, e domínio de augita, transformada para actinolita-tremolita e clorita, e de plagioclásio (anortita 25-60) alterado para albita, epidoto e sericita. Apresentam foliação metamórfica incipiente dada pelos minerais

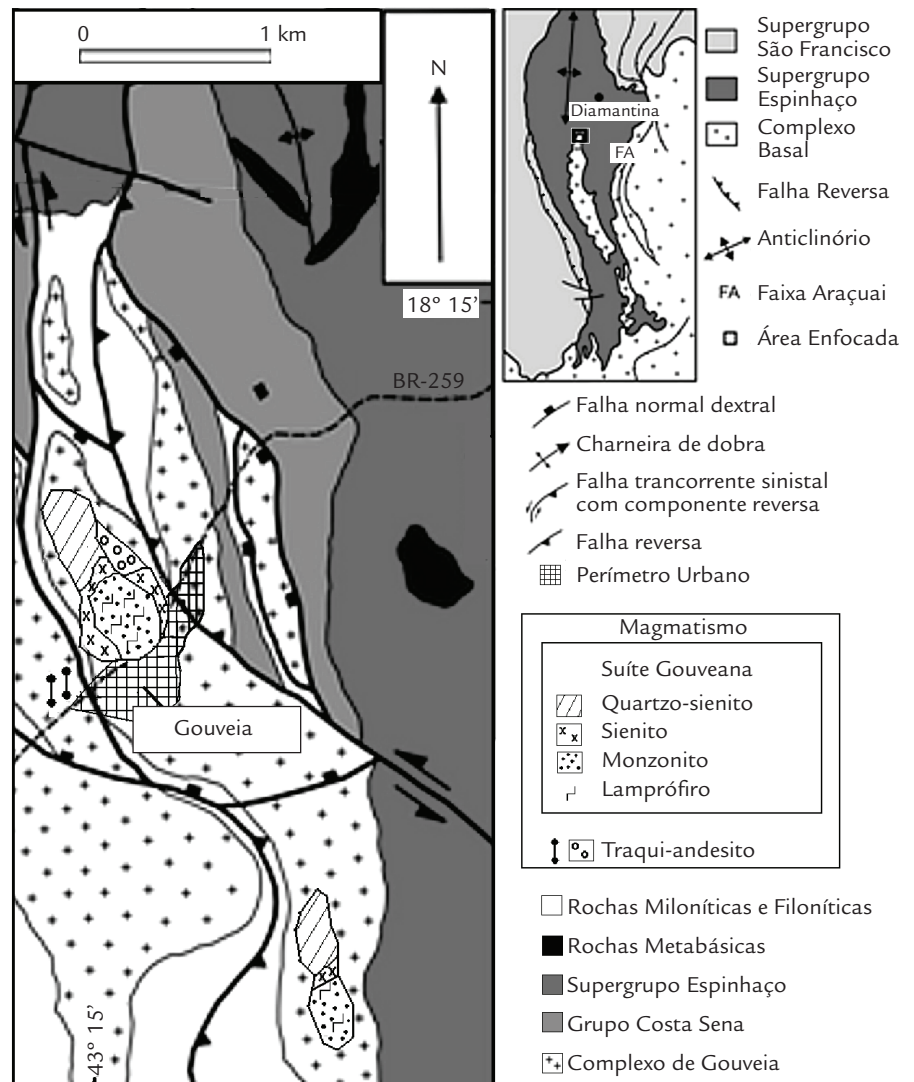


Figura 1

Arcabouço geológico da região de Gouveia-MG, onde estão situados os litotipos investigados (modificado de Cruz *et al.* 2005).

secundários formados em baixa temperatura (tremolita-actinolita, clorita, epidoto). A idade dessas rochas varia em torno de 900 Ma (Machado *et al.* 1989), com metamorfismo relacionado ao evento tectonotermal Brasileiro (630–490 Ma).

Situadas nos arredores da cidade de Gouveia (Figura 1), as rochas investigadas neste trabalho tratam-se não só de subvulcânicas traqui-andesíticas porfiríticas toleíticas alto-K, como também de lamprófiros, monzonitos, sienitos e

quartzo-sienitos geneticamente inter-relacionados em uma série magmática alcalina saturada em sílica. Com uma exposição de cerca de 1 km<sup>2</sup>, elas aparentam ter intrusão associada ao desenvolvimento transtensional de zonas de cisalhamento subverticais locais, já que se encontram embutidas nos gnaisses do Complexo de Gouveia, os quais eventualmente mostram milonitização verticalizada com orientação preferencial N-S.

### 3. MÉTODOS

A fim de se determinar o contexto geológico de inserção e as particularidades petrográficas e litoquímicas das rochas investigadas, procedeu-se o levantamento geológico na região de Gouveia (Figura 1) e coleta de amostras representativas das mesmas. Nos laboratórios do CPMTC (IGC/UFGM), foram feitas seções delgadas das rochas para seu uso nos estudos micropetrográficos em microscópio polarizador, bem como a pulverização do material em moinho de anéis, para estudos litoquímicos. As amostras pulverizadas foram enviadas ao Laboratório SGS-Geosol (Vespasiano, MG), onde, após fusão com metaborato

de lítio e digestão nítrica diluída, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Indutivamente Acoplado) e sete outros traços, em conjunto com quatorze elementos terras-raras, foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado). Os limites de detecção foram geralmente em torno de 0,01% para os óxidos maiores e 1 ppm para os demais. A precisão das análises está no intervalo 1–2% do RSD (desvio padrão relativo) e a perda ao fogo foi determinada por diferença de peso após aquecimento a 1.000°C.

## 4. PETROGRAFIA

Os traqui-andesitos ocorrem na forma de diques com cerca de 1 m de largura ou corpos irregulares subverticalizados. As demais rochas estudadas são plutônicas e

apresentam-se desde melanocráticas, passando por termos mesocráticas, até leucocráticas e compõem massas disformes interconectadas (Figura 1) que afloram em lajedos.

### 4.1. Traqui-andesitos subvulcânicos

Macroscopicamente, esta rocha apresenta-se acinzentada, mesocrática, holocristalina e porfirítica, com fenocristais de feldspato de até 8 mm na maior dimensão, em meio a uma matriz fina. Uma discreta e pouco penetrativa foliação metamórfica é encontrada na rocha. Nos diques, entretanto, esta foliação mostra-se mais penetrativa.

Em lâmina delgada (Figura 2A), percebe-se que dentre os fenocristais de feldspato ocorrem quantidades aproximadamente iguais de plagioclásio (com geminação polissintética) e de sanidina (em geral com geminação Carlsbad). Em conjunto, representam 50% em volume dos minerais constituintes. Cristais de epidoto, com até 4 mm e típicas cores variegadas de interferência, também podem ser notados, porém em menor quantidade em relação aos fenocristais de feldspato, e provavelmente são de derivação magmática. A matriz mostra-se na maior parte formada de biotita cloritizada e, subordinadamente, por

cristais menores de sanidina e plagioclásio, estes últimos substituídos por clinzoisita. Eventualmente, cristais de quartzo com extinção ondulante também ocorrem na matriz, exibindo recristalização parcial. Acessoriamente são encontrados cristais de apatita, rutilo e zircão, além de ilmenita em alteração para leucoxênio. Não há vidro vulcânico. A ordem de cristalização a partir do magma parece iniciar-se com os fenocristais de feldspato e epidoto e os minerais acessórios, terminando com biotita e quartzo. Clorita e clinzoisita são de origem metamórfica.

Ressalta-se que a presença de extinção ondulante e recristalização parcial do quartzo, em associação ao surgimento de clinzoisita e à cloritização da biotita preferencialmente nos planos discretos de foliação, sugerem que a rocha foi afetada por metamorfismo de baixo grau, de fácies xisto-verde.

### 4.2. Rochas plutônicas

#### 4.2.1. Lamprófiros Melanocráticos do Tipo Minette

Aflorando na forma de restitos lenticulares centimétricos a métricos no interior dos monzonitos descritos mais adiante, macroscopicamente são rochas holocristalinas de granulação fina a média apresentando predominância de flogopita e anfibólio. A flogopita às vezes aparece como fenocristais de tamanho máximo de 5 mm, conferindo textura porfirítica à rocha. Observam-se cristais de feldspato intersticiais em relação aos minerais máficos, além de pequenos cristais de sulfetos disseminados. A rocha apresenta foliação metamórfica sutil.

Em lâmina delgada (Figura 2B), este litotipo é inequigranular hipidiomórfico com os máficos anfibólio

(hornblenda – magmática ou substituindo clinopiroxênio) e flogopita (muitas vezes sagenítica, com inclusões de agulhas de rutilo), representando cerca de 75% do volume. Os cristais de feldspato potássico (microclina) apresentam textura poiquilítica, englobando cristais de anfibólio. Cristais de plagioclásio são mais raros que os de microclina e mostram alteração secundária. Ocorrem como minerais acessórios a apatita, a titanita, o rutilo, o zircão, a barita e sulfetos. Os minerais secundários observados são a clorita, sericita e epidoto, marcando planos de foliação metamórfica discreta.

#### 4.2.2. Monzonitos Melanocráticos

Macroscopicamente são rochas holocristalinas de granulação média, com predomínio de minerais máficos sobre os félsicos. A porção máfica é composta por prismas de anfibólio de, no máximo, 4 mm que predominam em relação a agregados de biotita, enquanto que a porção félsica é composta basicamente de cristais de feldspato. Ocorre titanita amarronzada como mineral acessório visível a olho nu, podendo chegar a 3 mm de comprimento.

Vistos ao microscópio (Figura 2C), são litotipos equi-

granulares hipidiomórficos nos quais os minerais máficos representam 60% do volume, havendo o predomínio do anfibólio (hornblenda) sobre a biotita. Cristais de microclina apresentam textura poiquilítica, englobando cristais de anfibólio e, eventualmente, cristais de plagioclásio. O plagioclásio encontra-se quase sempre epidotizado. Os minerais acessórios são a titanita, a apatita, o zircão e eventuais opacos e o quartzo é ausente. Os minerais secundários são epidoto, clorita e sericita, marcando planos de foliação incipientes.



## 4.2.3. Sienitos Mesocráticos

Com foliação metamórfica discreta, são rochas holocristalinas de granulação média com cristais de feldspato compondo a maior parte da moda, além de cristais prismáticos de anfibólio e agregados de biotita, sendo que ela predomina em relação ao anfibólio.

Ao microscópio (Figura 2D), as rochas são equigranulares hipidiomórficas e os minerais máficos correspondem a 40% do volume. Os cristais de microclina são os félsicos

amplamente predominantes e apresentam às vezes textura poiquilítica, englobando cristais de anfibólio, biotita cloritizada e raros cristais de plagioclásio. O plagioclásio encontra-se quase sempre epidotizado. Representando menos de 5% do volume da rocha, algum quartzo com extinção ondulante pode ser notado. Os minerais acessórios são a apatita, a titanita, o zircão e eventuais opacos. Os minerais secundários são o epidoto, a clorita e a sericita.

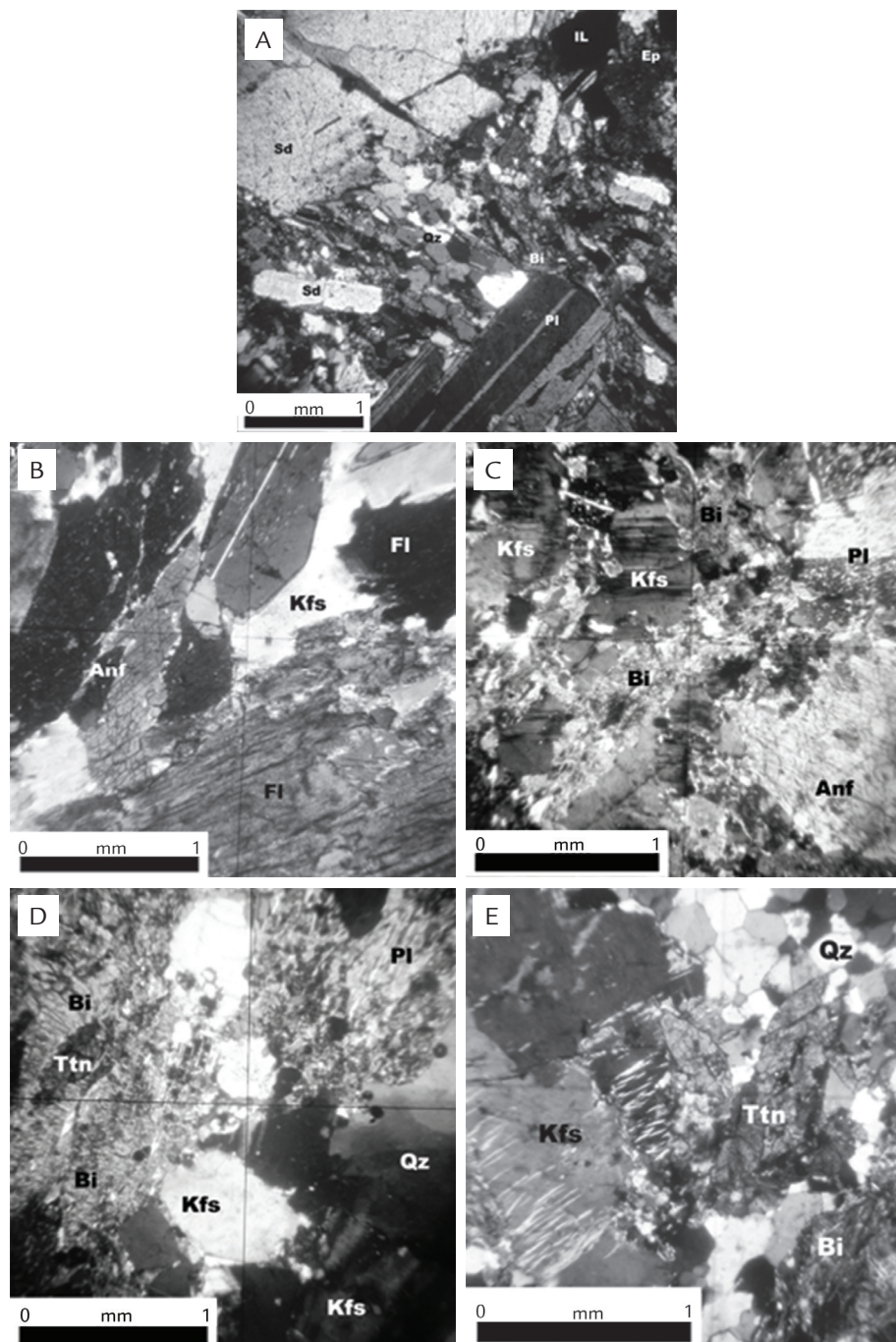


Figura 2  
Fotomicrografias dos litotipos investigados sob polarizadores cruzados. (A) Traqui-andesito (B) Lamprófiro minette melanocrático (C) Monzonito melanocrático (D) Sienito mesocrático (E) Quartzo-sienito leucocrático.

Sd: sanidina; Kfs: feldspato potássico (microclina); Fl: flogopita; Anf: anfibólio (hornblenda); Pl: plagioclásio; IL: ilmenita; Ep: epidoto; Bi: biotita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

#### 4.2.4. Quartzo-Sienitos Leucocráticos

Em termos macroscópicos, são rochas de granulação média composta essencialmente por cristais cinzentos de feldspato e quartzo. Possui foliação visível a olho nu, marcada por cristais de biotita.

Em lâmina delgada (Figura 2E), as rochas são inequigranulares hipidiomórficas com cristais de K-feldspato (microclina) de até 5 mm, muitas vezes pertíticos, dominando o volume. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e contatos poligonalizados. Biotita também representa um mineral primário essencial, porém mostra-se

levemente cloritizada. Os cristais de plagioclásio são raros ou ausentes. Os minerais acessórios são a apatita, a titanita e o zircão. Os minerais secundários são o epidoto, a clorita e a sericita.

Em termos gerais, as rochas plutônicas descritas apresentam teor crescente de K-feldspato e vai surgindo biotita no lugar do anfibólio à medida que os litotipos se tornam mais ricos em sílica e leucocráticos. A associação metamórfica epidoto+clorita+sericita caracteriza a influência do metamorfismo de fácies xisto verde sobre elas.

## 5. LITOQUÍMICA

Antes do tratamento litoquímico dos dados, é importante destacar que, apesar das rochas estudadas terem sido submetidas ao metamorfismo de fácies xisto-verde, presume-se estarem mantidas as características geoquímicas dos magmas originais, ou seja, é plausível supor que não tenha ocorrido qualquer mobilização expressiva dos elementos químicos durante tal processo. A Tabela 1 traz os resultados das análises feitas em sete amostras de rochas traqui-andesíticas porfiríticas e doze outras do material plutônico, as quais apresentaram teores de SiO<sub>2</sub> entre 46 e 67%. Nesta tabela estão também mostrados os dados da norma CIPW.

Em termos conceituais, segundo Middlemost (1991), rochas de uma série alcalina saturada em sílica, por ele denominada série transalcalina, distribuem-se no diagrama TAS (Figura 3) (Le Bas *et al.* 1986) em sequência ao longo dos campos S1 (traqui-basálticas), S2 (andesíticas traqui-basálticas), S3 (traqui-andesíticas), T (traquíticas) e são caracterizadas pela ausência de nefelina modal e pela presença de nefelina normativa. De acordo com os parâmetros de Shand (1943), são geralmente metaluminosas. Diferentemente delas, as rochas da série toleítica são subalcalinas.

Por meio do diagrama TAS (Figura 3), os traqui-andesitos são subalcalinos, diferentemente dos tipos plutônicos, os quais são rochas da série alcalina, saturadas em sílica, sem nefelina modal, mas eventualmente com nefelina normativa, feição que pode ser percebida na Tabela 1 em várias amostras menos evoluídas da série. De acordo com o diagrama FeOT/MgO *versus* K<sub>2</sub>O (Gill 1981) (Figura 4), os traqui-andesitos porfiríticos são do tipo toleítico de alto-K. São também ricos em Na, conforme se percebe na Tabela 1.

Os tipos plutônicos melanocráticos/mesocráticos que foram petrograficamente classificados como monzonitos e sienitos e os leucocráticos como quartzo-sienitos têm sua classificação corroborada pelo diagrama TAS. Apesar de não ser o diagrama apropriado para sua classificação, os lamprófiros foram também lançados para destacar sua participação na série alcalina, como membros magmáticamente menos evoluídos.

A cogeneticidade entre os tipos plutônicos, em termos evolutivos por diferenciação magmática, é sugere-

mente em alguns diagramas binários tipo Harker de sílica *versus* maiores e traços (Figura 5), nos quais tendências de correlação entre membros menos e mais ricos em sílica são percebidas. Em outras palavras, em conjunto, parecem constituir uma suíte magmática, aqui denominada Suíte Gouveana. Os traqui-andesitos não estão cogeneticamente ligados às rochas plutônicas de acordo com alguns dos diagramas Harker, notadamente os de sílica *versus* FeOT, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O e Hf. Esta não-correlação já se encontrava indicada na Figura 3 e também é percebida nas contrastantes razões entre elementos incompatíveis (Ti/P 4,1–7,8 *versus* 1,3–3,4; Th/Hf 0,5–2,0 *versus* 1,7–6,4; K/Ti 2,3–3,5 *versus* 5,1–17,5; La<sup>N</sup>/Lu<sup>N</sup> 9,0–15,6 *versus* 15,6–56,3) apresentadas na Tabela 1.

No diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* log(CaO/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Brown (1982) (Figura 6), a Suíte Gouveana se afirma como uma suíte, já que seus litotipos alinham-se como deveria ser quando encontram-se inter-relacionados por diferenciação magmática. O índice de alcalinidade de Peacock obtido neste diagrama corrobora as rochas da Suíte Gouveana como pertencentes à série alcalina. Em termos da alumina-saturação, tanto os litotipos da Suíte Gouveana quanto os traqui-andesitos são rochas metaluminosas, feição observada pelo diagrama ACNK *versus* ANK de Maniar e Piccoli (1989) mostrado na Figura 7.

Os arcnogramas de elementos terras-raras normalizados ao condrito apresentados na Figura 8 revelam um enriquecimento de terras-raras leves e pesadas um pouco mais acentuado nos litotipos da Suíte Gouveana que nos traqui-andesitos. Destaca-se que os padrões dos litotipos da Suíte Gouveana são similares entre si, reafirmando se tratarem de uma suíte de fato. Anomalias negativas de Eu predominam em amostras da Suíte Gouveana quando comparadas aos traqui-andesitos e podem estar relacionadas ao fracionamento de plagioclásio nas fases mais primitivas da suíte.

Já os arcnogramas de elementos incompatíveis da Figura 9 mostram padrões aproximadamente semelhantes para as rochas da Suíte Gouveana e traqui-andesitos. Em ambos são encontradas anomalias negativas de Sr que se relacionam ao fracionamento de plagioclásio, bem como

|                                  | 2A       | 3B       | G-1      | G-2      | G-3      | G-4      | G-5      | 1C    | 1A    | 1B    | 1D    | 1E    | 1B1   | 1B3   | 1A    | 1B2   | 7B    | 1I      | 14B     |
|----------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|
|                                  | Traq-and | Traq-and | Traq-and | Traq-and | Traq-and | Traq-and | Traq-and | Lamp  | Lamp  | Lamp  | Monz  | Monz  | Monz  | Monz  | Sien  | Sien  | Sien  | Qz-sien | Qz-sien |
| SiO <sub>2</sub>                 | 55,5     | 55,3     | 59,6     | 59,5     | 60,5     | 61,0     | 61,4     | 46,9  | 47,4  | 46,7  | 55,5  | 49,7  | 53,2  | 56,6  | 59,9  | 61,6  | 63,9  | 66,7    | 65,9    |
| TiO <sub>2</sub>                 | 2,0      | 1,7      | 1,4      | 1,2      | 1,4      | 1,5      | 1,3      | 1,4   | 1,5   | 1,4   | 0,6   | 0,7   | 0,9   | 0,7   | 0,4   | 0,6   | 0,5   | 0,5     | 0,5     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 14,0     | 15,4     | 14,8     | 14,6     | 13,8     | 13,8     | 14,0     | 7,3   | 9,7   | 10,0  | 12,6  | 15,5  | 15,9  | 15,1  | 18,6  | 14,5  | 13,1  | 15,4    | 14,3    |
| FeOT                             | 12,3     | 11,5     | 10,0     | 9,8      | 11,1     | 10,7     | 10,7     | 10,9  | 9,9   | 10,2  | 7,7   | 9,0   | 7,8   | 7,1   | 5,4   | 6,1   | 4,9   | 4,0     | 4,1     |
| CaO                              | 5,7      | 5,4      | 2,7      | 2,7      | 2,2      | 3,3      | 3,0      | 9,9   | 8,7   | 8,4   | 6,6   | 7,5   | 5,1   | 3,9   | 3,2   | 3,6   | 3,9   | 2,0     | 1,5     |
| MgO                              | 2,4      | 2,2      | 2,4      | 2,0      | 2,3      | 1,7      | 1,8      | 13,9  | 13,3  | 13,2  | 8,5   | 9,4   | 5,8   | 4,7   | 1,7   | 4,2   | 3,3   | 2,0     | 2,2     |
| MnO                              | 0,2      | 0,2      | 0,2      | 0,2      | 0,2      | 0,1      | 0,2      | 0,3   | 0,2   | 0,2   | 0,2   | 0,2   | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1     | 0,1     |
| K <sub>2</sub> O                 | 3,6      | 2,8      | 3,1      | 3,0      | 3,1      | 2,7      | 2,7      | 5,8   | 5,5   | 5,3   | 4,5   | 5,4   | 6,9   | 6,5   | 4,5   | 7,6   | 5,8   | 5,4     | 6,0     |
| Na <sub>2</sub> O                | 2,2      | 2,8      | 3,9      | 4,1      | 4,1      | 4,2      | 4,4      | 0,7   | 1,4   | 1,1   | 2,8   | 3,9   | 3,1   | 3,2   | 6,4   | 2,4   | 3,3   | 4,1     | 3,3     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,4      | 0,3      | 0,4      | 0,4      | 0,4      | 0,4      | 0,4      | 1,0   | 1,5   | 1,5   | 0,4   | 0,5   | 0,6   | 0,6   | 0,2   | 0,4   | 0,3   | 0,2     | 0,3     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| PF                               | 1,3      | 2,1      | 1,5      | 1,6      | 1,1      | 1,0      | 1,1      | 1,8   | 1,0   | 1,0   | 1,1   | 0,1   | 0,9   | 1,1   | 1,1   | 0,7   | 0,8   | 1,1     | 0,7     |
| Total                            | 99,5     | 99,7     | 99,6     | 99,0     | 100,2    | 100,5    | 101,0    | 100,0 | 100,1 | 99,0  | 100,5 | 102,0 | 100,3 | 99,5  | 101,4 | 101,7 | 99,8  | 101,6   | 98,7    |
| <b>Traços</b>                    |          |          |          |          |          |          |          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |         |         |
| Rb                               | 24       | 164      | 104      | 100      | 117      | 99       | 120      | 295   | 372   | 353   | 278   | 266   | 379   | 350   | 180   | 292   | 190   | 276     | 268     |
| Sr                               | 265      | 283      | 157      | 159      | 167      | 340      | 283      | 214   | 358   | 276   | 644   | 766   | 871   | 703   | 1193  | 481   | 704   | 611     | 454     |
| Ba                               | 901      | 924      | 724      | 711      | 752      | 712      | 732      | 1468  | 1989  | 2004  | 1500  | 1754  | 2116  | 1979  | 1711  | 2323  | 1522  | 1396    | 1405    |
| Nb                               | 17       | 14       | 28       | 27       | 26       | 31       | 26       | 17    | 17    | 17    | 13    | 12    | 22    | 15    | 11    | 30    | 18    | 22      | 14      |
| Y                                | 43       | 37       | 44       | 45       | 45       | 55       | 43       | 36    | 35    | 37    | 23    | 26    | 38    | 20    | 14    | 40    | 36    | 38      | 24      |
| Ta                               | 1        | 1        | 2        | 2        | 3        | 3        | 2        | 1     | 1     | 2     | 1     | 1     | 2     | 1     | 3     | 4     | 5     | 3       | 1       |
| Zr                               | 262      | 248      | 180      | 114      | 101      | 80       | 88       | 133   | 121   | 143   | 155   | 193   | 238   | 232   | 361   | 281   | 237   | 276     | 229     |
| V                                | 163      | 156      | 115      | 123      | 141      | 140      | 140      | 273   | 207   | 203   | 154   | 148   | 136   | 120   | 73    | 124   | 79    | 46      | 58      |
| Hf                               | 7        | 7        | 14       | 14       | 20       | 13       | 18       | 3     | 4     | 4     | 5     | 4     | 6     | 6     | 9     | 7     | 7     | 7       | 5       |
| Ni                               | 16       | 22       | 18       | 20       | 14       | 13       | 9        | 202   | 256   | 273   | 184   | 222   | 120   | 58    | 48    | 44    | 49    | 32      | 31      |
| Th                               | 6        | 14       | 12       | 14       | 10       | 13       | 10       | 8     | 10    | 13    | 32    | 14    | 27    | 22    | 15    | 27    | 23    | 42      | 26      |
| U                                | 1        | 1        | 3        | 3        | 2        | 3        | 2        | 6     | 5     | 4     | 6     | 7     | 9     | 6     | 5     | 12    | 13    | 13      | 8       |
| <b>ETR</b>                       |          |          |          |          |          |          |          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |         |         |
| La                               | 51,7     | 51,0     | 59,8     | 67,4     | 52,4     | 59,5     | 58,2     | 102,2 | 68,5  | 70,2  | 66,4  | 68,5  | 97,0  | 95,5  | 52,5  | 115,1 | 102,9 | 360,9   | 63,3    |
| Ce                               | 106,2    | 100,7    | 112,0    | 124,4    | 85,1     | 121,6    | 92,2     | 243,5 | 152,0 | 149,7 | 121,9 | 123,0 | 149,0 | 156,4 | 99,5  | 171,0 | 179,4 | 221,9   | 111,2   |
| Pr                               | 12,9     | 12,4     | 15,0     | 16,4     | 11,6     | 16,7     | 12,1     | 28,8  | 20,3  | 19,9  | 13,2  | 14,1  | 21,0  | 17,8  | 10,9  | 34,8  | 20,2  | 66,6    | 13,7    |
| Nd                               | 49,7     | 47,9     | 59,6     | 65,5     | 37,5     | 51,0     | 40,1     | 104,7 | 79,2  | 80,0  | 48,9  | 50,1  | 72,4  | 62,2  | 37,6  | 129,0 | 72,6  | 239,0   | 46,6    |
| Sm                               | 10,4     | 9,4      | 12,9     | 13,5     | 8,3      | 10,6     | 8,5      | 20,1  | 16,5  | 16,4  | 8,5   | 9,1   | 12,7  | 10,6  | 6,7   | 28,9  | 12,2  | 37,8    | 7,7     |
| Eu                               | 2,8      | 2,7      | 3,6      | 3,9      | 3,1      | 3,9      | 3,0      | 3,5   | 3,3   | 3,2   | 2,0   | 2,4   | 2,3   | 2,1   | 1,7   | 2,8   | 1,5   | 5,4     | 1,4     |
| Gd                               | 9,6      | 10,0     | 12,9     | 12,5     | 10,0     | 14,3     | 10,3     | 14,7  | 13,3  | 14,4  | 6,6   | 8,1   | 10,4  | 7,8   | 5,1   | 23,9  | 10,7  | 35,4    | 6,3     |
| Tb                               | 1,5      | 1,5      | 1,8      | 1,9      | 1,4      | 2,0      | 1,4      | 2,3   | 1,7   | 1,8   | 1,1   | 1,2   | 1,4   | 1,0   | 0,7   | 3,8   | 1,6   | 4,9     | 1,0     |
| Dy                               | 8,4      | 8,3      | 10,2     | 10,6     | 7,8      | 10,6     | 8,5      | 11,9  | 8,6   | 8,0   | 4,8   | 5,2   | 7,5   | 5,0   | 3,2   | 19,7  | 8,2   | 27,3    | 5,1     |
| Ho                               | 1,7      | 1,7      | 1,9      | 2,0      | 1,4      | 2,2      | 1,5      | 2,2   | 1,4   | 1,4   | 0,8   | 1,1   | 1,4   | 0,8   | 0,7   | 3,7   | 1,7   | 5,1     | 0,9     |
| Er                               | 5,3      | 5,1      | 5,1      | 5,2      | 3,1      | 4,2      | 3,4      | 5,2   | 3,2   | 3,4   | 2,3   | 2,6   | 3,6   | 2,2   | 1,5   | 9,9   | 3,9   | 13,7    | 2,8     |
| Tm                               | 0,8      | 0,7      | 0,7      | 0,8      | 0,5      | 0,8      | 0,6      | 0,9   | 0,4   | 0,5   | 0,3   | 0,4   | 0,5   | 0,4   | 0,2   | 1,5   | 0,5   | 1,8     | 0,3     |
| Yb                               | 4,6      | 4,7      | 4,2      | 4,8      | 3,4      | 4,8      | 3,6      | 5,3   | 2,8   | 2,5   | 1,9   | 2,2   | 2,7   | 1,9   | 1,9   | 8,5   | 3,4   | 10,7    | 2,0     |
| Lu                               | 0,6      | 0,6      | 0,7      | 0,8      | 0,4      | 0,5      | 0,4      | 0,7   | 0,3   | 0,3   | 0,3   | 0,4   | 0,3   | 0,2   | 0,1   | 1,0   | 0,5   | 1,2     | 0,2     |
| Ti/P                             | 6,9      | 7,8      | 4,8      | 4,1      | 4,8      | 5,2      | 4,5      | 1,9   | 1,4   | 1,3   | 2,1   | 1,9   | 2,1   | 1,6   | 2,7   | 2,1   | 2,3   | 3,4     | 2,3     |
| Th/Hf                            | 0,9      | 2,0      | 0,9      | 1,0      | 0,5      | 1,0      | 0,6      | 2,7   | 2,5   | 3,3   | 6,4   | 3,5   | 4,5   | 3,7   | 1,7   | 3,9   | 3,3   | 6,0     | 5,2     |
| K/Ti                             | 2,5      | 2,3      | 3,1      | 3,5      | 3,1      | 2,5      | 2,9      | 5,7   | 5,1   | 5,2   | 10,4  | 10,7  | 10,6  | 12,9  | 15,6  | 17,5  | 16,1  | 15,0    | 16,6    |
| La <sup>N</sup> /Lu <sup>N</sup> | 9,2      | 9,1      | 9,2      | 9,0      | 14,0     | 12,8     | 15,6     | 15,6  | 24,5  | 25,0  | 23,7  | 18,4  | 34,7  | 51,2  | 56,3  | 12,3  | 22,1  | 32,2    | 33,9    |
| <b>CIPW</b>                      |          |          |          |          |          |          |          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |         |         |
| Q                                | 9,5      | 8,8      | 11,6     | 11,5     | 11,5     | 12,5     | 11,5     | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 4,0   | 10,5  | 13,4    | 16,1    |
| C                                | 0,0      | 0,0      | 1,2      | 0,9      | 0,6      | 0,0      | 0,0      | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Or                               | 21,7     | 17,0     | 18,4     | 18,0     | 18,7     | 15,9     | 16,1     | 15,0  | 31,7  | 32,0  | 26,6  | 30,7  | 41,2  | 38,8  | 26,4  | 44,4  | 34,6  | 31,9    | 36,4    |
| Ab                               | 18,7     | 24,4     | 33,8     | 35,4     | 34,8     | 36,0     | 37,5     | 0,0   | 0,0   | 1,2   | 23,5  | 0,0   | 13,9  | 27,1  | 47,1  | 19,9  | 27,9  | 34,5    | 28,2    |
| An                               | 18,1     | 21,4     | 10,5     | 10,4     | 8,8      | 11,1     | 10,6     | 0,0   | 4,1   | 6,8   | 8,8   | 8,8   | 9,1   | 8,0   | 8,7   | 6,4   | 4,0   | 7,6     | 5,9     |
| Lc                               | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 15,8  | 0,7   | 0,0   | 0,0   | 0,5   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Ne                               | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 2,7   | 6,4   | 4,5   | 0,0   | 17,5  | 6,7   | 0,0   | 3,8   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Ac                               | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,8   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Di(FS)                           | 4,8      | 1,8      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 1,9      | 1,5      | 9,1   | 5,8   | 5,1   | 5,1   | 6,1   | 3,6   | 2,6   | 3,0   | 2,9   | 4,5   | 0,3     | 0,0     |
| Di(MS)                           | 2,2      | 0,8      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,7      | 0,5      | 25,8  | 18,2  | 15,5  | 12,0  | 13,6  | 6,1   | 3,8   | 2,0   | 4,3   | 6,6   | 0,3     | 0,0     |
| Hy(MS)                           | 5,0      | 5,5      | 5,7      | 5,4      | 5,6      | 3,8      | 4,0      | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 7,6   | 0,0   | 0,0   | 4,5   | 0,0   | 8,3   | 5,1   | 4,7     | 5,5     |
| Hy(FS)                           | 12,4     | 13,6     | 12,8     | 12,7     | 13,8     | 12,2     | 12,4     | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 3,7   | 0,0   | 0,0   | 3,5   | 0,0   | 6,5   | 4,0   | 5,0     | 5,3     |
| Ol(MS)                           | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 16,4  | 17,6  | 18,5  | 5,7   | 11,7  | 8,3   | 4,0   | 2,3   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Ol(FS)                           | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 0,0      | 7,3   | 7,1   | 7,8   | 3,1   | 6,7   | 6,2   | 3,5   | 4,3   | 0,0   | 0,0   | 0,0     | 0,0     |
| Mt                               | 2,7      | 2,6      | 2,2      | 2,2      | 2,4      | 2,3      | 2,3      | 2,0   | 2,2   | 2,3   | 1,7   | 1,9   | 1,7   | 1,6   | 1,2   | 1,3   | 1,1   | 0,9     | 0,9     |
| Il                               | 3,8      | 3,4      | 2,6      | 2,6      | 2,8      | 2,7      | 2,7      | 2,8   | 2,8   | 2,8   | 1,2   | 1,3   | 1,7   | 1,4   | 0,7   | 1,0   | 0,9   | 0,9     | 0,9     |
| Ap                               | 0,9      | 0,8      | 0,9      | 1,0      | 1,0      | 1,0      | 0,9      | 2,3   | 3,4   | 3,5   | 1,0   | 1,2   | 1,5   | 1,3   | 0,5   | 0,9   | 0,7   | 0,6     | 0,6     |

Tabela 1

Composição litoquímica em rocha total do material magmático investigado. Elementos maiores, em % em peso dos óxidos, e os demais (traços e elementos terras-raras), em ppm.

FeOT: todo ferro expresso como FeO; PF: perda ao fogo.

ETR: elementos terras-raras; CIPW: norma Cross, Iddings, Pirsson e Washington; FS: ferro-silício; MS: magnésio-silício

anomalias negativas de P, relacionadas ao fracionamento de apatita ou à inexistência deste mineral nas fontes mantélicas, ou ainda à permanência dele no resíduo de fusão. Em ambos também são verificadas anomalias negativas de Nb e Ta, atribuídas ao metassomatismo do manto litosférico por fluidos derivados de placa oceânica previamente subductada (Kelemen *et al.* 1993). Entretanto, anomalias negativas de Ti, possivelmente devidas ao fracionamento

de rutilo e titanita, são observadas apenas nas amostras da Suíte Gouveana, ao passo que anomalias negativas de U são percebidas apenas nos traqui-andesitos.

Com relação à ambiência tectônica, através do diagrama milicatônico R1 *versus* R2 de Batchelor e Bowden (1985) os traqui-andesitos são classificados como tardi-orogênicos e os litotipos da Suíte Gouveana como da fase de soerguimento pós-colisional (Figura 10).

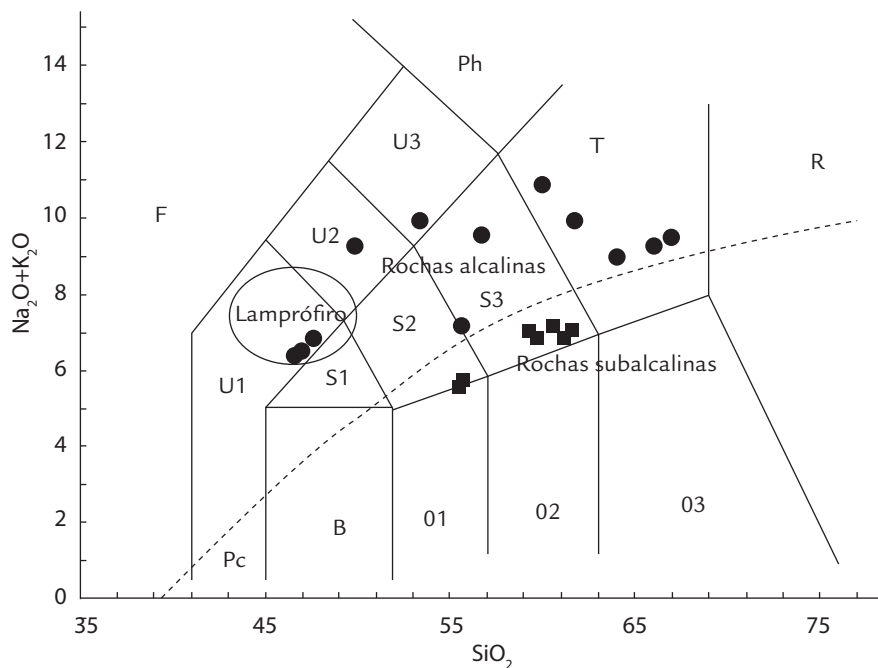


Figura 3.

Diagrama Total Álcali-Sílica (Le Bas *et al.* 1986). A linha tracejada, segundo Irvine e Baragar, 1971, separa as rochas alcalinas das subalcalinas. As rochas plutônicas (círculos) fazem parte da série alcalina saturada em sílica. Os traqui-andesitos (quadrados) são subalcalinos. Apesar de não ser o diagrama apropriado para sua classificação, os lamprófiros foram lançados para destacar sua participação na série alcalina, como membros magmáticamente menos evoluídos.

S2/S3: monzonitos ou traqui-andesitos; T: sienito ou traquito.

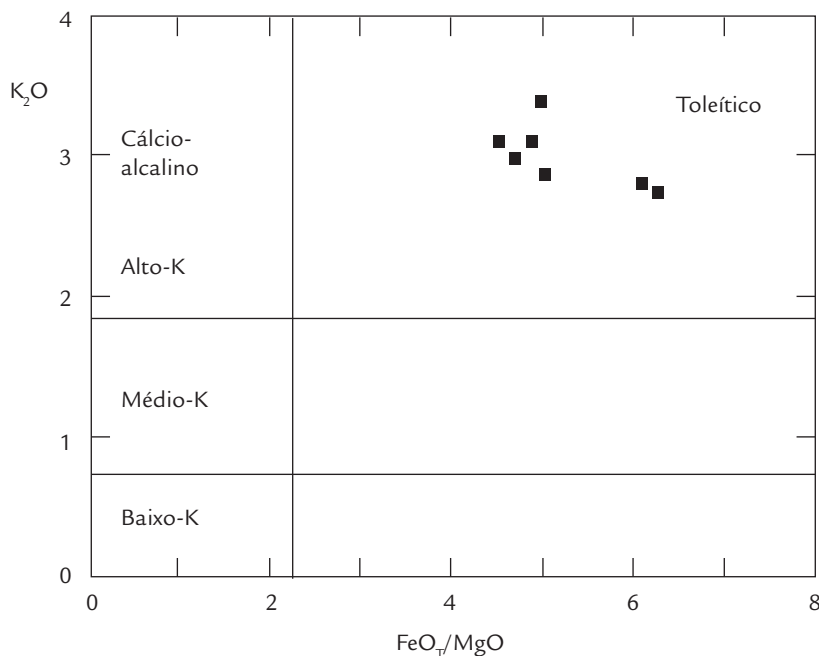
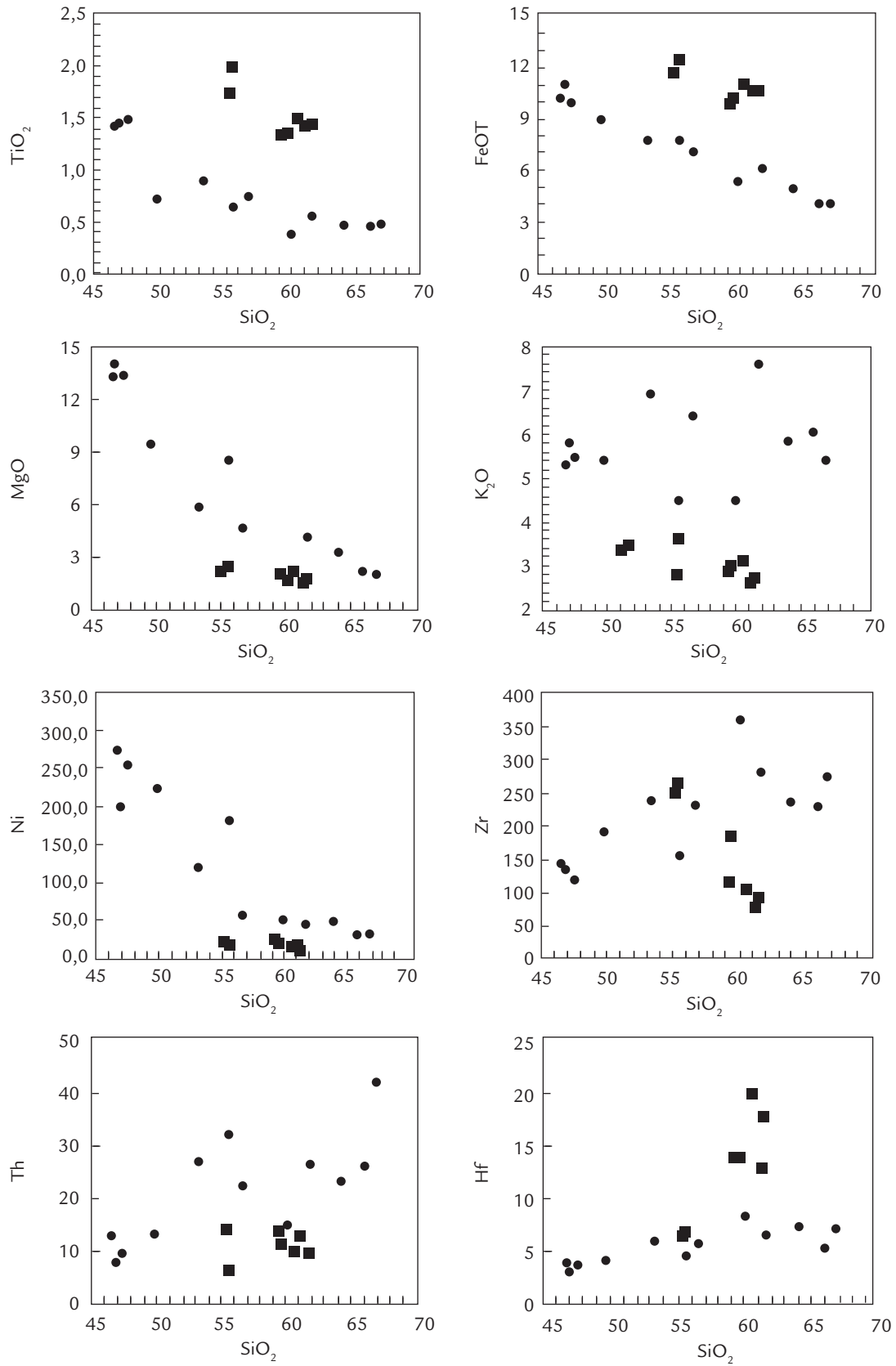


Figura 4

Diagrama FeO<sup>T</sup>/MgO *versus* K<sub>2</sub>O (Gill 1981) para discriminação de rochas subalcalinas das séries cálcio-alcalina e toleítica e seus respectivos teores de K. Os traqui-andesitos porfíricos (quadrados) são classificados como rochas toleíticas de alto-K.





Quadrados: traqui-andesitos; Círculos: rochas plutônicas.

Figura 5 Diagramas tipo Harker de sílica versus alguns elementos maiores e traços.

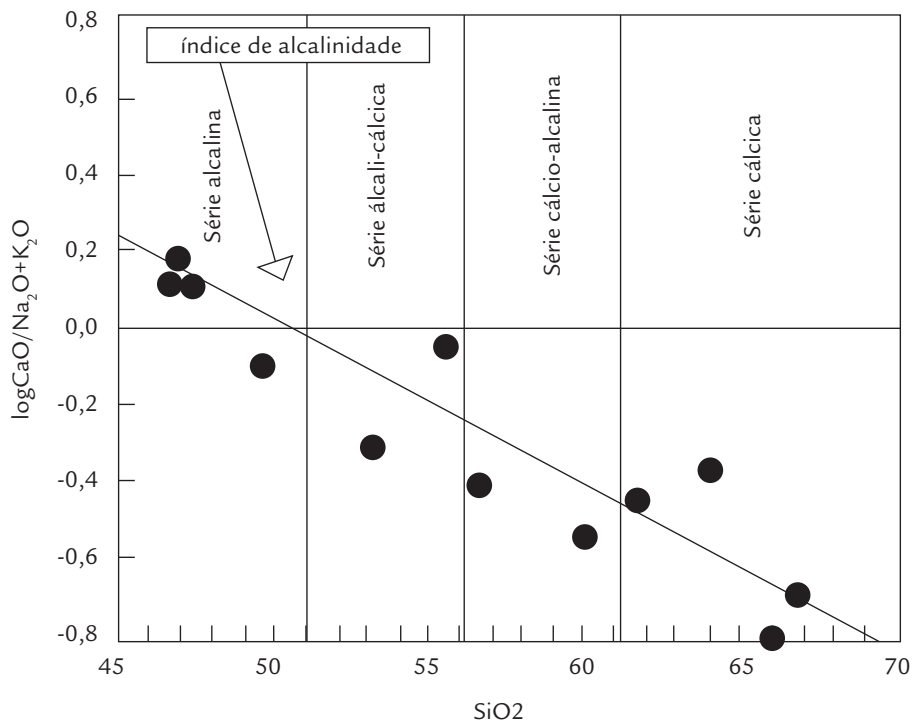


Figura 6  
Diagrama sílica versus log (CaO/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Brown (1982). As rochas da Suíte Gouveana (círculos) alinham-se como esperado em uma suíte magmática e fazem parte da série alcalina.

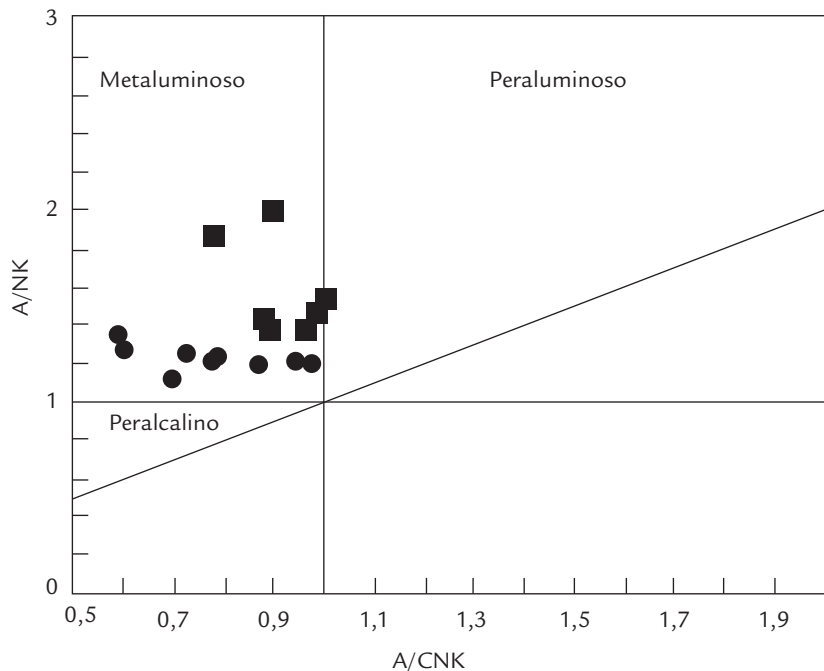


Figura 7  
Diagrama ACNK versus ANK de Maniar e Piccoli (1984). Tanto os traqui-andesitos (quadrados) quanto as rochas da Suíte Gouveana (círculos) são rochas metaluminosas.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interpretação dos dados litoquímicos das rochas traqui-andesíticas subalcalinas e das rochas alcalinas da Suíte Gouveana sugerem que derivam de fontes mantélicas distintas, apesar de ocorrerem lado a lado e aparentemente estarem espacialmente interligadas a processos

de transcorrência que permitiram sua colocação crustal. Em outras palavras, devem estar tectonicamente associadas às transcorrências regionais das fases finais ou do Evento Transamazônico ou do Evento Brasileiro, não sendo necessariamente contemporâneas.

Figura 8  
Aracnogramas de terras-raras normalizados ao condrito para rochas da Suíte Gouveana (círculos) e os traqui-andesitos (quadrados). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

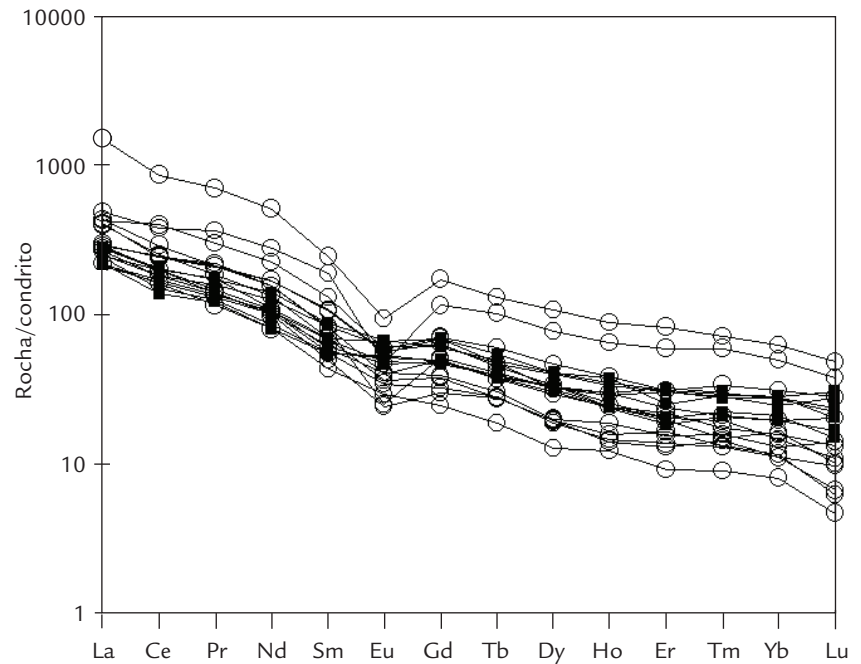
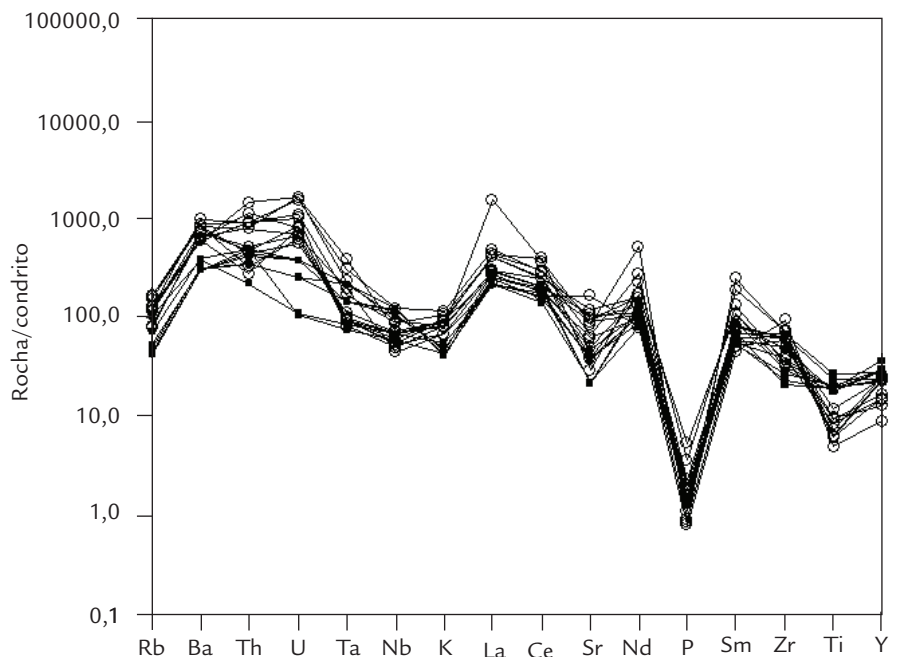


Figura 9  
Aracnogramas de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo para rochas da Suíte Gouveana (círculos) e os traqui-andesitos (quadrados). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).



Com base na litoquímica, em termos petrológicos é possível afirmar que o traqui-andesito porfíritico estudado não representa um magma andesítico primário em função de ser pobre em Mg e, portanto, deve representar um material diferenciado de um magma basáltico subalcalino toleítico. Tendo em vista o exposto, o traqui-andesito seria, de fato, membro de uma série toleítica, em cuja evolução química o magma apresentaria uma crescente razão Fe/Mg, ou seja, teria havido um enriquecimento de Fe no líquido durante a

cristalização fracionada. Nesta série, em ambiente inicialmente redutor, teria ocorrido a formação de olivina e ilmenita (com Fe<sup>2+</sup>) a partir do magma básico. O Fe excedente, já em um magma intermediário, seria utilizado no estágio posterior, mais oxidante, de evolução magmática (condições crescentes de PO<sub>2</sub>), para cristalizar o epidoto (mineral rico em Fe<sup>3+</sup>) presente no traqui-andesito. O caráter relativamente rico em K desta rocha seria uma característica herdada da fonte mantélica.

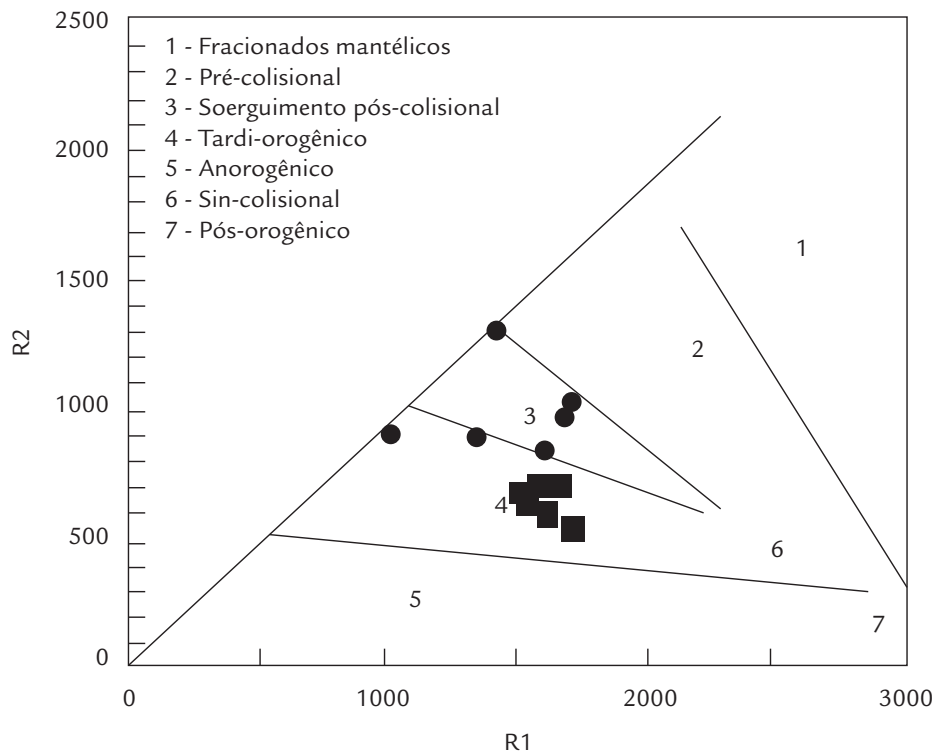


Figura 10  
Diagrama milicatiônico  
R1  $[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$  versus  
R2  $[6Ca+2Mg+Al]$ , de Batchelor  
& Bowden (1985) para as rochas  
da Suíte Gouveana (círculos,  
apenas metade das amostras estão  
apresentadas pois as demais caem  
acima da diagonal do diagrama) e os  
traqui-andesitos (quadrados).

A textura porfirítica apresentada pelos traqui-andesitos implica em dois estágios de cristalização distintos. Os fenocristais de feldspato e epidoto teriam cristalizado previamente em meio ao líquido magmático em uma câmara. A seguir, o magma, composto por líquido e fenocristais, teria sido levado para um ponto mais raso ao longo das porções transtensionais de transcorrências sinistras tardi-orogênicas locais (Figura 1), onde terminaria a cristalização dos minerais da matriz sob um resfriamento mais rápido que no primeiro estágio, sendo ainda levemente deformado pelo cisalhamento à medida que o *stress* regional diminuí.

Durante o soerguimento pós-colisional, a fusão parcial do manto litosférico local, que havia sido previamente metassomatizado por fluidos derivados de uma placa subductada antes da colisão, teria gerado um magma melanocrático lamprofírico saturado em sílica, rico em álcalis (principalmente K) e hidratado o bastante para dele cristalizar anfibólio e flogopita. A diferenciação por crista-

lização fracionada deste magma lamprofírico ao longo das porções transtensionais das transcorrências locais teria levado ao surgimento e posicionamento dos monzonitos melanocráticos (com restitos dos lamprófiros), que por sua vez evoluíram para os sienitos mesocráticos e finalmente chegaram aos quartzo-sienitos leucocráticos, os termos mais evoluídos da Suíte Gouveana.

Curiosamente, rochas Brasileiras pós-colisionais muitos similares às descritas neste trabalho foram identificadas no sul do país por Sommer *et al.* (2006). Estariam todas ligadas ao mesmo episódio tectonomagmático? Fica a pergunta em aberto: os traqui-andesitos toleíticos tardi-orogênicos e os litotipos alcalinos pós-colisionais da Suíte Gouveana estão ou não temporalmente apartados? Estudos geocronológicos futuros definirão se pertencem às fases finais do evento Transamazônico, se pertencem às fases finais do evento Brasileiro, como as rochas descritas por Sommer *et al.* (2006), ou se pertencem às fases finais de eventos tectonomagmáticos distintos.

## 7. AGRADECIMENTOS

À PRPq-UFMG, pelo apoio financeiro, e ao Instituto Casa da Glória-Centro de Geologia Eschwege (Diamantina),

pelo apoio logístico. Ao CNPq, pela bolsa de produtividade de pesquisa concedida ao primeiro autor.



## 8. REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F. 1995. O Anticlinório de Gouveia: exemplo de culminação antiformal nucleada pelo embasamento. *In: Simp. Geologia Minas Gerais*, 8, Anais, Diamantina, p. 1-2.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. *In: Thorpe R.S. (Ed.). Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*, John Wiley, London, p. 437-61.
- Chaves A.O. & Coelho R.M. 2013. Petrografia, geoquímica e geocronologia do leucogranito peraluminoso do Complexo de Gouveia-MG. *Geonomos*, 21(2):1-12.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Lagoeiro L.E. 2005. Zona de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:441-52.
- Dossin I.A., Dossin T.M., Chaves M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:178-86.
- Dussin I.A., Dussin T.M., Charvet J., Chemale JR. F. 1992. Tectonique du Protérozoïque Supérieur au sud-est du Craton São Francisco (Minas Gerais, Brésil). *Comptes Rendus L'Acad. Sciences. Serie II, Fascicule II*, p.629-36.
- Dossin T.M., Dossin I.A., Charvet J., Pouclet A., Lapierre H. 1993. Late proterozoic mafic dykes swarm from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil): geochemistry and tectonical setting. *In: Simp. Cráton São Francisco*, 2, Anais, Salvador, p.128-30.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, 390p.
- Harris N.B.W, Pearce J.A, Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In: Coward M.P, Ries A.C. (eds.) Collision Tectonics*. Geological Society London Special Publication 19, p. 67-81.
- Hoffmann C. 1983. The archean peraluminous Gouveia granite. Its structure, geochemistry, and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *Neues Jahrbuch Mineralogie (Abhandlungen)*, 146:151-69.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-48.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120:111-34.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745-50.
- Liégeois J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:xv-xvii.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *In: Simp. Geologia Minas Gerais*, 5, Anais, Diamantina, p.171-74.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-43.
- Middlemost E.A.K. 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sciences Review*, 31:73-87.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J; Volcan. Geothermal Research*, 44(1-2):189-229.

- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedman C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110:307-23.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: Simp. Geologia Minas Gerais, 1, Atas, Diamantina, p.55-73.
- Shand S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore - Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 78:573-89.
- Sun S. & McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London, p.313-45.
- Turner S.P., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W. 1996. Postcollision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37:45-71.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton - faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG-Universidade de São Paulo, São Paulo, 295p.