

Vulcânicas potássicas intemperizadas como protólitos dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais)

Alexandre de Oliveira Chaves*
Luiz Guilherme Knauer

Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa
Instituto de Geociências
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antonio Carlos, nº 6627, Pampulha,
Belo Horizonte MG, Brasil
CEP 31270-901

*Autor correspondente
alochaves@yahoo.com.br

RESUMO

O filito hematítico é uma rocha que ocorre nas Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho da Serra do Espinhaço Meridional. Sua origem é amplamente discutida em trabalhos sobre o Espinhaço, contudo não há um consenso sobre seu protólito devido às particularidades do litotipo, como sua composição química e feições texturais. O padrão de elementos terras-raras extremamente enriquecido $[(La/Yb)_N 6,80-17,68]$, sendo os terras raras leves $[(La/Sm)_N 2,54-4,83]$ mais enriquecidos que os pesados $[(Gd/Yb)_N 1,28-3,32]$, sugere que o protólito tenha sido uma rocha ígnea vulcânica alcalina formada durante o rifteamento que gerou a bacia do Espinhaço. Os elementos maiores já não guardam a química do magmatismo e indicam que a rocha alcalina enfrentou processos de intemperismo, tornando-se um regolito. Durante o metamorfismo Brasileiro, finalmente tornou-se filito hematítico. Outras características do litotipo, como a presença de porções arredondadas de sericita (possivelmente formadas por alteração e deformação de cristais de leucita) e preservação do acamamento ígneo, sugerem uma origem vulcânica potássica para o filito hematítico. Em diagrama que permite identificar rochas vulcânicas alteradas e metamorfizadas, as amostras investigadas teriam uma composição semelhante à de um basalto alcalino rico em feldspatóides, possivelmente um leucita tefrito ou um leucitito, rochas de fonte mantélica.

Palavras-chaves: Filito hematítico, magmatismo alcalino, intemperismo, metamorfismo, Espinhaço.

ABSTRACT

The hematitic phyllite is a rock that occurs in the São João da Chapada and Sopa-Brumadinho formations of the southern Espinhaço range. Its origin is widely discussed in papers on Espinhaço, but there is no consensus on its protolith due to certain characteristics of the lithotype, such as its chemical composition and textural features. The pattern of rare earth elements strongly enriched $[(La/Yb)_N 6.80-17.68]$, with light rare earth elements $[(La/Sm)_N 2.54-4.83]$ richer than heavy ones $[(Gd/Yb)_N 1.28-3.32]$, suggests that the protolith was an alkaline volcanic rock formed during the rift that generated the Espinhaço basin. The major elements indicate that the alkaline rock met weathering processes, becoming a regolith. During the Brasileiro metamorphism, it finally became hematitic phyllite. Other characteristics of the lithotype, such as the presence of sericite-bearing rounded parts (possibly formed by alteration and deformation of leucite crystals) and the preservation of igneous layering, suggest a potassic volcanic origin for hematitic phyllite. In diagram that allows identifying altered and metamorphic volcanic rocks, the

investigated samples have composition similar to a feldspathoid-rich alkali-basalt, probably a leucite tephrite, or even a leucitite, rocks from mantle source.
Keywords: Hematitic phyllite, alkaline magmatism, weathering, metamorphism, Espinhaço.

1 INTRODUÇÃO

A ocorrência do filito hematítico na região da Serra do Espinhaço é abundante. No entanto, a natureza do protólito desta rocha metamórfica continua sendo tema de debate. Além disso, a associação dessa rocha com os diamantes encontrados na região de Diamantina (Minas Gerais) fomenta a discussão (e.g. DERBY, 1879; MORAES; GUIMARÃES, 1931; CORRENS, 1932; HERRGESELL, 1984; ALMEIDA ABREU, 1993), havendo aceitação na literatura com relação à natureza vulcânica (e.g. RENGER, 1970; KNAUER, 1990, ALMEIDA ABREU, 1993; KNAUER; SCHRANK, 1993; CABRAL *et al.* 2012). Filitos hematíticos ocorrem concordantes com as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, que estão na base do Supergrupo Espinhaço. No entanto, também são descritas ocorrências de filitos em forma de dique, o que favorece a origem ígnea para o protólito da rocha (KNAUER, 1990, KNAUER; SCHRANK, 1993).

DUSSIN (2000) argumenta que os filitos hematíticos tenham se originado a partir de

2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Serra do Espinhaço Meridional (figura 1) tem como embasamento, na região de Diamantina, o Complexo de Gouveia essencialmente constituído por leucogranito peraluminoso a duas micas com granada, com idade de 1811 ± 32 Ma (CHAVES; COELHO, 2018). Segundo CHAVES; COELHO (2018), a origem destes leucogranitos é atribuída à anatexia de gnaisses e migmatitos paraderivados arqueanos (HOFFMANN, 1983), datados em 2839 ± 14 Ma (MACHADO *et al.* 1989). De acordo com KNAUER; GROSSI-SAD (1997), posicionados no Complexo de Gouveia como escamas de empurrão com pequenas dimensões, ainda ocorrem xistos de composições básica e ultrabásica, sericita-quartzo xistos e itabiritos

rochas ígneas alcalinas geradas durante rifteamento sofrido pelo Espinhaço. Bezerra Neto (2016) propõe que o metamorfismo deu-se sobre lamproítos, os quais são fontes conhecidas de diamantes, para explicar a ocorrência deste mineral nas lavras. Os dois últimos autores concordam com protólito ígneo alcalino para os filitos hematíticos. Entretanto, as análises químicas exibem um padrão incomum para elementos maiores de rochas alcalinas, em especial os teores de Al, Fe e Si (KNAUER; SCHRANK, 1993; ALMEIDA ABREU, 1995). Knauer e Schrank (1993) sugerem que a causa destas feições geoquímicas seja atribuída a processos supergênicos e Almeida Abreu (1995) relaciona a existência de lateritas aluminosas e ferruginosas durante a segunda fase do rifteamento do Espinhaço aos filitos hematíticos.

Com base em petrografia e geoquímica, este artigo investiga a origem do filito hematítico e os processos diversos sofridos ao longo do tempo geológico que culminaram na sua formação.

pertencentes ao Grupo Pedro Pereira, de idade arqueana. Bordejando o Complexo de Gouveia, quase sempre com contatos falhados, ocorrem quartzo-mica xistos e filitos do Grupo Costa Sena, o qual contém, ainda, quartzitos, quartzitos conglomeráticos, formação ferrífera, metabasitos, metaultrabasitos e metavulcânicas félsicas, estas últimas de idade em torno de 2050 Ma (MACHADO *et al.* 1989). Sobre o Grupo Costa Sena, ocorre a Formação Bandeirinha que é constituída essencialmente por metaconglomerados e quartzitos (ALMEIDA ABREU, 1995).

O Supergrupo Espinhaço é composto principalmente de rochas siliciclásticas e é a principal unidade geológica na faixa sul do

Espinhaço (figura 1). Em torno da cidade de Diamantina (MG), sua unidade basal - a Formação São João da Chapada - é composta por quartzitos, filitos hematíticos e metaconglomerados (KNAUER, 2007). Sobreposta a ela, a Formação Sopa-Brumadinho também inclui quartzitos com filitos hematíticos intercalados, além de metaconglomerados portadores de diamante (ALMEIDA ABREU, 1995; KNAUER, 2007). A idade U-Pb de 1736 ± 36 Ma obtida em cristais de zircão do filito hematítico da lavra Brumadinho (Fm. Sopa-Brumadinho) por Bezerra Neto (2016) não corrobora com aquelas em torno de 1200 Ma obtidas em zircões detriticos por Chemale Jr. *et*

al. (2011) para esta mesma formação. Aparentemente, entretanto, ambas as formações devem ter sido depositadas sob subsidência mecânica em uma bacia criada por rifteamento há cerca de 1750 Ma. Vários corpos graníticos anorogênicos (Suíte Borrachudos) e camadas de rochas metavulcânicas, ambos datados em cerca de 1750 Ma, são registros do magmatismo relacionado ao estágio rift (MACHADO *et al.* 1989; DUSSIN; DUSSIN, 1995; DUSSIN, 2000). Diques máficos e soleiras da suíte Pedro Lessa intrudiram o Supergrupo Espinhaço há ~ 900 Ma (MACHADO *et al.* 1989; CHAVES *et al.* 2019). A coluna estratigráfica simplificada da porção basal do Supergrupo Espinhaço é apresentada na figura 1.

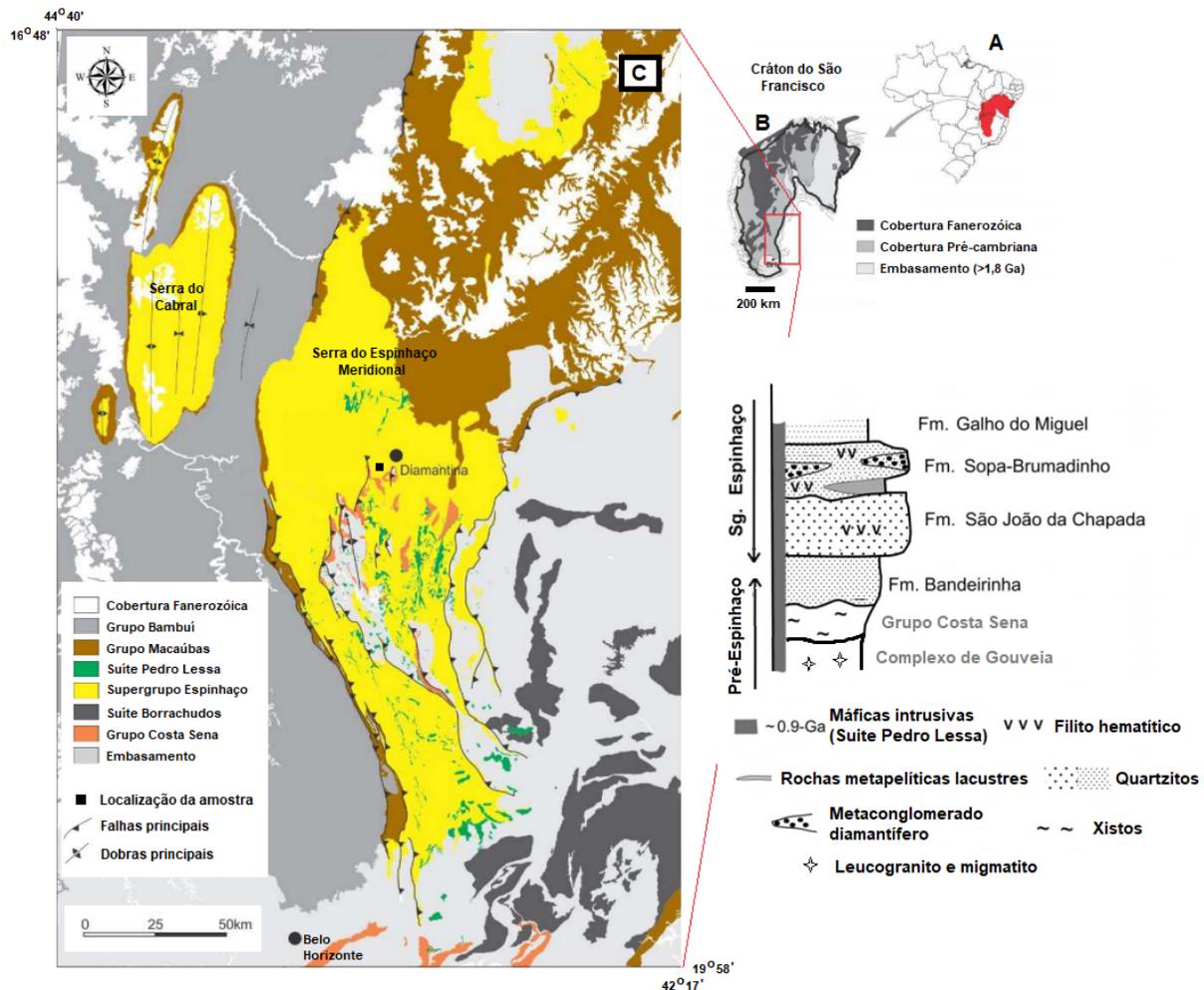


Figura 1
 A) Mapa do Brasil com a localização do Cráton do São Francisco. B) Situação do embasamento (>1,8 Ga) e das coberturas do Cráton do São Francisco, cercado por faixas móveis neoproterozoicas. C) Mapa geológico simplificado da Serra do Espinhaço Meridional, com localização da amostragem de filito hematítico (adaptado de KUCHENBECKER; SANGULARD 2018) e coluna estratigráfica simplificada (modificada de CABRAL *et al.* 2012) da base do Supergrupo Espinhaço.

A inversão da bacia do Espinhaço ocorreu no final do Neoproterozoico, durante a edificação do Orógeno Araçuaí-Ribeira há cerca de 540 Ma (CHAVES *et al.* 2020), no ciclo orogênico Brasileiro. O processo orogenético resultou em um cinturão de dobramentos e empurrões de direção N-S, com vergência para oeste e com metamorfismo de facies xisto-verde associado (DUSSIN; DUSSIN, 1995; ALMEIDA ABREU, 1995; KNAUER, 2007).

A figura 1 mostra, nas proximidades de Diamantina, a indicação do local de amostragem de filito hematítico inserido na Formação São João da Chapada, cujo afloramento situa-se em uma antiga estrada de ferro. A figura 2A apresenta imagem do filito hematítico em afloramento, mostrando a foliação discordante do acamamento ígneo. Na figura 2B é apresentada uma amostra exibindo foliação e materiais brancos (agregados de sericita oblatos).

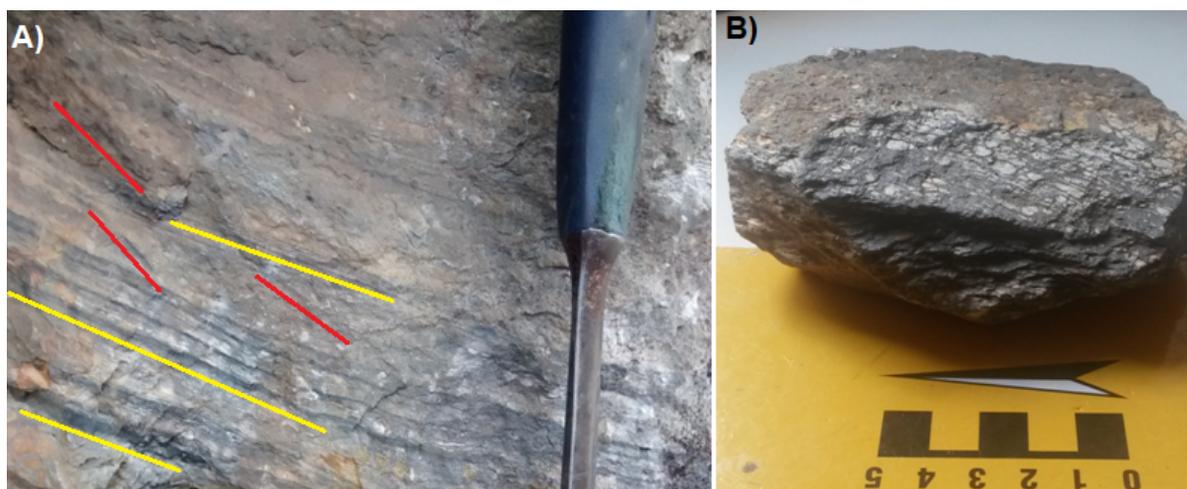


Figura 2
Filito hematítico. A) Afloramento com destaque para a foliação (indicado pelo traço vermelho) e o acamamento magmático preservado (indicado pelo traço amarelo). B) Amostra de mão exibindo foliação e agregados de sericita oblatos.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Durante o trabalho de campo foram obtidas 3 amostras representativas do filito hematítico. Para análise petrográfica microscópica, realizada em microscópio Nikon, foram descritas 5 lâminas delgadas confeccionadas no Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (órgão suplementar do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais).

Para a obtenção da composição química, as 3 amostras foram enviadas para o Laboratório SGS-Geosol na forma de pó obtido por moagem em panela de tungstênio. No laboratório, os teores

de elementos maiores e dos elementos traços Ba, Nb, Sr, Y, Zr foram dosados através de análise por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Acoplado Indutivamente), enquanto o ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado Indutivamente) analisou Rb, Ta, Sn, Hf, Ni, Th, U e elementos terras raras (ETR). Os valores de perda ao fogo (LOI) foram obtidos através de subtração do peso inicial e do final após a amostra ser submetida a 1000°C. O tratamento dos dados geoquímicos foi realizado através do Geoplot (ZHOU; XIANHUA, 2006).

4 RESULTADOS

4.1 PETROGRAFIA

Macroscopicamente, o filito hematítico é uma rocha de coloração acinzentada. O acamamento ígneo observado em afloramento é percebido também em escala microscópica. A rocha mostra faixas escuras ricas em hematita e faixas claras ricas em sericita (figuras 2A e 3B). A mineralogia do filito hematítico corresponde, portanto, à sericita (50 % da moda) e hematita (45 % da moda), havendo zircão, rutilo e ilmenita como minerais acessórios (em conjunto representam até

5 % da moda). Não foi notada a presença de quartzo nas lâminas investigadas.

Observa-se que cristais de sericita eventualmente ocorrem formando agregados arredondados e elípticos, que são visualizados tanto em escala macroscópica quanto microscópica (figuras 2B e 3A). Além disso, identifica-se uma foliação oblíqua ao acamamento originalmente ígneo, como percebido em afloramento (figuras 2A e 3B), marcada pela orientação das lamelas de sericita.

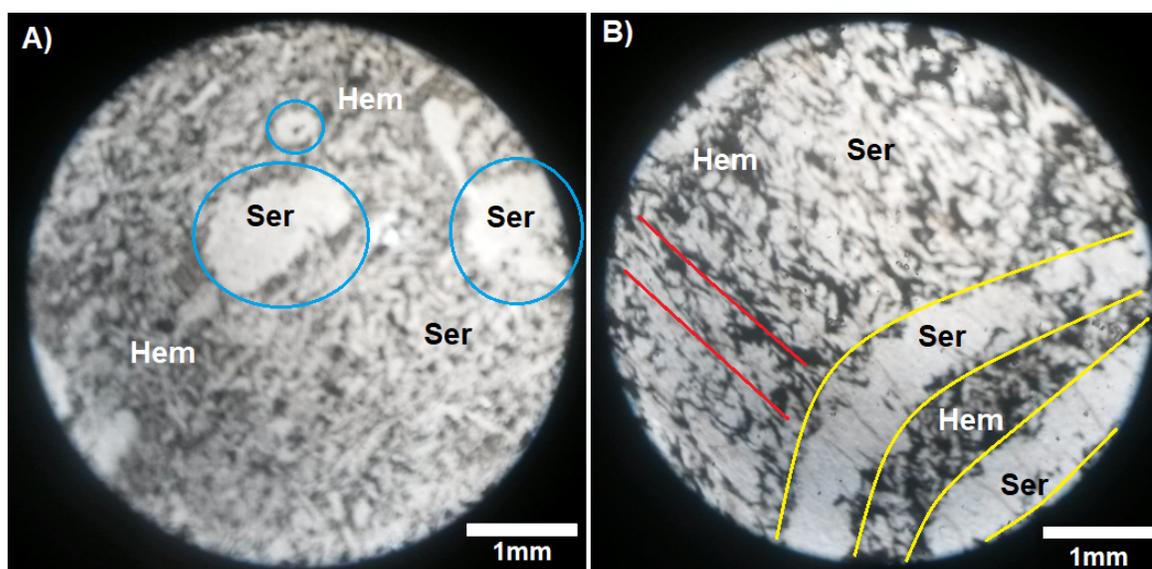


Figura 3.

Fotomicrografias em luz polarizada transmitida. A) Textura da lâmina FH-26, mostrando agregados de cristais de sericita (mineral branco - Ser) ligeiramente arredondados e circulado em azul e também dispersos na matriz com granulação menor. B) Imagem da lâmina FH-45, na qual nota-se o bandamento originalmente ígneo, rico em sericita (Ser) destacado em amarelo, o qual é discordante da foliação marcada pela orientação da sericita, destacada em vermelho. Hematita (Hem) é o mineral opaco entre sericita na matriz da rocha em ambas as lâminas. Abreviações minerais segundo Whitney e Evans (2010).

4.2 GEOQUÍMICA

A tabela 1 mostra as concentrações de elementos maiores, traços e terras raras das 3 amostras de filito hematítico e de outras 3 amostras do mesmo litotipo de Cabral *et al.* (2012), intercaladas aos quartzitos da Formação São João da Chapada na região de Diamantina. O teor de SiO₂ encontra-se entre 35 e 37 %, o de FeO_T está entre 18 e 25 %, o de Al₂O₃ entre 21 e 24 %, o de TiO₂ entre 4 e 7 % e o de K₂O entre 7 e 9 %.

Os elementos terras raras mostram padrão geral enriquecido [(La/Yb)_N 6,80-17,68], sendo os terras raras leves [(La/Sm)_N 2,54-4,83] mais enriquecidos que os pesados [(Gd/Yb)_N 1,28-3,32], padrão este apresentado na figura 4. Observa-se uma pronunciada anomalia negativa de Eu [Eu* 0,26-0,27] nas amostras de filito hematítico investigadas.

5 DISCUSSÕES

DUSSIN (2000) argumenta que os filitos hematíticos tenham se originado a partir de rochas ígneas alcalinas geradas durante rifteamento sofrido pelo Espinhaço. De modo a discutir esta argumentação, a tabela 2 apresenta as análises químicas representativas de elementos

maiores de rochas vulcânicas alcalinas insaturadas em sílica do Rift do Leste Africano (WINTER, 2014), geologicamente ativo hoje em dia. Quando essas análises são comparadas com os dados de elementos maiores da tabela 1, per-

Tabela 1 - Análises químicas de amostras de filitos hematíticos (elementos maiores em %, traços e terras raras em ppm. LOI = perda ao fogo) intercalados na Formação São João da Chapada do Supergrupo Espinhaço

| | FV2B | FH-PL | FH-BL1 | BS-107-1 | BS-107-3 | BS-104-4 |
|--------------------------------|--------------------|--------------|---------------|--------------------------------------|--------------|--------------|
| | Dados deste estudo | | | Dados de CABRAL <i>et al.</i> (2012) | | |
| SiO ₂ | 35,66 | 34,98 | 35,89 | 35,01 | 36,74 | 35,83 |
| TiO ₂ | 6,08 | 4,84 | 6,52 | 5,43 | 5,26 | 5,25 |
| Al ₂ O ₃ | 23,54 | 23,47 | 21,68 | 23,17 | 24,19 | 21,67 |
| FeO _T | 21,27 | 23,65 | 24,60 | 21,92 | 18,08 | 22,33 |
| MgO | 0,71 | 0,58 | 0,36 | 1,34 | 1,47 | 1,93 |
| MnO | 0,22 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 |
| CaO | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,30 | 0,26 | 0,25 | 0,19 | 0,17 | 0,12 |
| K ₂ O | 8,25 | 7,09 | 7,63 | 8,57 | 8,60 | 8,03 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 0,68 | 0,14 |
| LOI | 3,49 | 3,17 | 3,39 | 4,00 | 4,50 | 4,20 |
| Total | 99,69 | 98,11 | 100,43 | 99,72 | 99,72 | 99,57 |
| Rb | 68,9 | 63,5 | 76,7 | 119,0 | 128,0 | 101,0 |
| Ba | 679 | 417 | 694 | 404 | 534 | 1001 |
| Sr | 157 | 96 | 194 | 64 | 92 | 75 |
| Zr | 524 | 452 | 536 | 434 | 435 | 431 |
| Nb | 42,37 | 35,62 | 42,12 | 37,00 | 35,00 | 35,00 |
| Y | 67,44 | 30,71 | 64,12 | 64,00 | 65,00 | 73,00 |
| Ni | 40,0 | 36,0 | 24,0 | 1,8 | 1,9 | 6,2 |
| Ta | 2,50 | 2,09 | 2,93 | 2,40 | 2,20 | 2,00 |
| Hf | 13,63 | 11,57 | 13,76 | 12,00 | 12,00 | 11,00 |
| Th | 12,60 | 11,40 | 12,10 | 12,00 | 11,00 | 10,00 |
| U | 6,45 | 6,27 | 7,80 | 8,10 | 6,20 | 8,90 |
| La | 109,50 | 96,10 | 91,30 | 62,00 | 55,00 | 98,00 |
| Ce | 222,40 | 191,90 | 156,00 | 146,00 | 127,00 | 177,00 |
| Pr | 28,33 | 22,06 | 20,81 | 17,00 | 15,00 | 25,00 |
| Nd | 111,80 | 93,30 | 73,90 | 70,00 | 64,00 | 103,00 |
| Sm | 23,70 | 18,00 | 12,20 | 13,00 | 14,00 | 20,00 |
| Eu | 5,94 | 4,07 | 2,96 | 3,40 | 3,70 | 5,30 |
| Gd | 22,87 | 12,82 | 10,35 | 13,00 | 15,00 | 20,00 |
| Tb | 3,24 | 1,48 | 1,64 | 2,00 | 2,40 | 2,90 |
| Dy | 18,20 | 7,43 | 11,77 | 11,00 | 12,00 | 15,00 |
| Ho | 3,14 | 1,32 | 2,65 | 2,20 | 2,40 | 2,90 |
| Er | 7,73 | 3,68 | 8,06 | 6,00 | 6,40 | 7,70 |
| Tm | 0,98 | 0,56 | 1,12 | 0,88 | 0,95 | 1,10 |
| Yb | 5,70 | 3,90 | 6,70 | 5,50 | 5,80 | 6,30 |
| Lu | 0,83 | 0,54 | 0,92 | 0,80 | 0,87 | 0,89 |
| Eu* | 0,26 | 0,27 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,27 |
| (La/Sm) _N | 2,98 | 3,45 | 4,83 | 3,08 | 2,54 | 3,16 |
| (Gd/Yb) _N | 3,32 | 2,72 | 1,28 | 1,96 | 2,14 | 2,63 |
| (La/Yb) _N | 13,78 | 17,68 | 9,77 | 8,09 | 6,80 | 11,16 |

$$Eu^* = Eu/\sqrt{Sm.Gd}$$

cebe-se que a geoquímica expressa nesta tabela não seria usual para rochas ígneas alcalinas, uma vez que as amostras de filito hematítico estão enriquecidas em Fe, Ti, e Al e empobrecidas em Si. No entanto, no diagrama ETR com normalização ao condrito elas têm assinatura semelhante a rochas magmáticas alcalinas do Rift do Leste Africano (Figura 4).

Esses teores de elementos maiores dos filitos hematíticos poderiam ser explicados por processos intempéricos e pedogenéticos, os quais promovem enriquecimento da concentração de Fe, Ti e Al em relação à protólitos alcalinos (LITTLE; LEE, 2006) que se transformam para regolitos. No entanto, em se tratando de alterações supergênicas, é importante ter em mente a relação que possuem com o clima e organismos existentes. Por isso, a geoquímica de

solos atuais apresenta disparidades quando comparados com paleossolos já descritos na literatura (RETALLACK, 1986; KNAUER, 1995; LITTLE; LEE, 2006), principalmente de idades pré-cambrianas, como é o caso do possível regolito que teria originado os filitos hematíticos.

As altas concentrações de Fe, Al e Ti dos filitos hematíticos em relação aos dados da tabela 2 podem ser explicadas através do fato de que estes elementos são pouco móveis em processos supergênicos e, portanto, não são lixiviados por intemperismo e pedogênese (KÄMPF *et al.* 2012). Os minerais máficos carregam Fe, sendo alterados principalmente para hematita e/ ou goethita, enquanto os félsicos tornam-se aluminosos, geralmente alterando-se para argilo-minerais e hidróxidos de alumínio (KÄMPF *et al.* 2012).

Tabela 2 - Análises químicas representativas de lamproítos de Bergman (1987) e de rochas vulcânicas alcalinas insaturadas em sílica do Rift do Leste Africano (dados de fonólitos, nefelinitos e leucititos de WINTER, 2014).

| | Composição média dos fonólitos | Composição média dos nefelinitos | Composição média dos leucititos | Composição média dos lamproítos |
|--------------------------------|--------------------------------------|--|---------------------------------------|---------------------------------------|
| SiO ₂ | 51,7 | 46,2 | 44,1 | 53,3 |
| TiO ₂ | 0,9 | 1,6 | 2,8 | 3,0 |
| Al ₂ O ₃ | 19,3 | 18,6 | 17,0 | 9,1 |
| FeO _T | 5,9 | 8,9 | 10,0 | 6,3 |
| MnO | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,1 |
| MgO | 1,1 | 2,3 | 3,7 | 12,1 |
| CaO | 4,1 | 7,3 | 8,4 | 5,8 |
| Na ₂ O | 8,9 | 9,3 | 4,3 | 1,4 |
| K ₂ O | 4,6 | 4,2 | 7,2 | 7,2 |
| P ₂ O ₅ | 0,3 | 0,5 | 1,2 | 1,3 |
| Total | 97,0 | 99,1 | 98,9 | 99,50 |

Os demais elementos maiores teriam sido levados pela solução de lixiviação supergênica e aparecem com teores baixos nas análises químicas. No entanto, o K, que nos padrões de intemperismo atual é lixiviado, apresenta enriquecimento nas amostras coletadas e em outros estudos semelhantes (PALMER *et al.* 1989). Retallack (1986) menciona a importância que plantas vascularizadas apresentam no comportamento do K em perfis de solo, absorvendo o nutriente e retirando-o do sistema. Como no Pré-Cambriano não havia plantas vascularizadas cobrindo continentes, o K seria preservado no registro geológico. Palmer *et al.* (1989) e Cabral *et al.* (2012), por outro lado, propõem um enriquecimento potássico através de

alteração hidrotermal, o que camuflaria condições ambientais pré-cambrianas.

A observação de agregados arredondados/elípticos de sericita que sugerem feldspatos/feldspatóides originais no protólito do filito hematítico foi reportada por Correns (1932), tendo ele usado o termo “pseudomorfos de feldspato sericitizado” para descrever este tipo de textura que aparece nas figuras 2B e 3A. Correns (1932) descreveu ainda restos de plagioclásio nos filitos hematíticos e o interpretou como de origem magmática. Sobre o aspecto arredondado das sericitas visto tanto macroscopicamente quanto microscopicamente nos filitos hematíticos, é importante salientar que em uma rocha alcalina insaturada em sílica é comum a presença de

leucita, aluminossilicato de potássio do grupo dos feldspatóides, cujo hábito é arredondado. Ao sofrer intemperismo, a leucita (com mais de 20 % de K_2O em sua composição) se altera para argilominerais aluminosos e potássicos, como a illita (com cerca de 7 % de K_2O em sua composição), os quais se transformam em

sericitas durante o metamorfismo, sendo possível que seu hábito inicial arredondado seja mantido (figura 2B) após ambos os processos e explicaria a manutenção do elevado teor de K presente no protólito ígneo nas amostras de filito hematítico (Tabela 1).

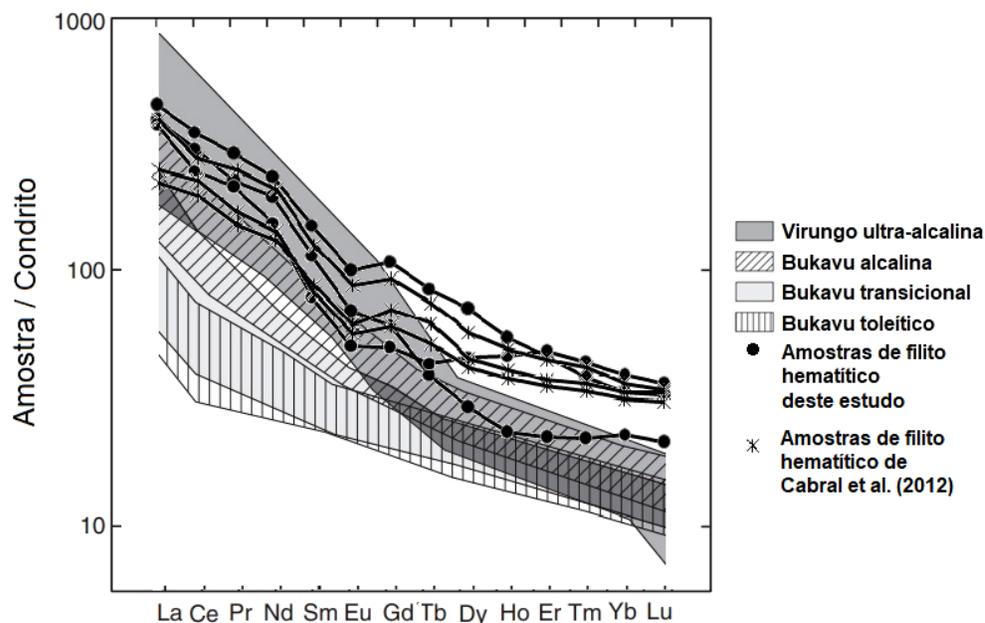


Figura 4. Diagrama de ETR (normalizados pelo condrito de SUN; MCDONOUGH, 1989) para as amostras de filito hematítico em comparação com diagramas de ETR de rochas ígneas ultra-alcalinas, alcalinas, transicionais e toleíticas das suítes Virungo e Bukavu do Rift do Leste Africano (WINTER, 2014).

Microanálises minerais por microsonda eletrônica, realizadas por Bezerra Neto (2016) na matriz dos filitos hematíticos da base da sequência do Supergrupo Espinhaço, também na região de Diamantina, revelaram a rara presença de flogopita e richterita titanífera. Segundo ele, a sericita que ocorre no filito hematítico é resultado da alteração de feldspato potássico e leucita. Minerais tais como rutilo, titano-hematita e ilmenita foram também por ele identificados na rocha. Segundo Bezerra Neto (2016), os resíduos de flogopita e de richterita titanífera (anfíbólio sódico-cálcico, rico em magnésio) encontrados nos filitos hematíticos das formações basais do Supergrupo Espinhaço indicam sua derivação a partir de rochas vulcânicas alcalinas ultrabásicas potássicas, como os lamproítos. Este autor ressalta que a leucita (possível mineral precursor

das sericitas encontradas na rocha) é um feldspatóide também comum em rochas lamproíticas, cuja composição média é mostrada na tabela 2.

Quanto às relações estratigráficas entre o vulcanismo e a sedimentação, Dussin (2000) argumenta que são bastante claros e indicam que o vulcanismo começou num estágio precoce da bacia e esteve ativo durante a sedimentação das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. Segundo esta autora, as metavulcânicas (filitos hematíticos) indicam derivação a partir de magmas alcalinos gerados a partir de baixas taxas de fusão de fontes mantélicas.

Os ETR são pouco móveis e por isso mantêm-se no sistema exposto a processos supergênicos, não sendo lixiviados e conservando o padrão

geoquímico que é encontrado nas rochas ígneas alcalinas (figura 4), com terras raras enriquecidos $[(La/Yb)_N 6,80-17,68]$, sendo os terras raras leves $[(La/Sm)_N 2,54-4,83]$ mais enriquecidos que os pesados $[(Gd/Yb)_N 1,28-3,32]$. Assim, há uma manutenção da assinatura geoquímica dos ETR após processos intempéricos/ pedogenéticos, conforme se verifica em paleossolos derivados de rochas ígneas alcalinas do Monte Kilimanjaro, na África (LITTLE; LEE, 2006). A anomalia negativa de Eu $[Eu^* 0,26-0,27]$ nas amostras de filito hematítico investigadas pode ser atribuída à lixiviação do Ca^{2+} (cátion cujo comportamento o Eu^{2+} se assemelha) durante os processos intempéricos/ pedogenéticos.

Em considerando um protólito ígneo alcalino para os filito hematíticos estudados, a diminuição do teor de Si nestas amostras quando comparadas a rochas alcalinas (tabelas 1 e 2) poderia ser explicada pela lixiviação da sílica por águas meteóricas que teriam adquirido um pH alcalino em função da própria composição da rocha. Em soluções de pH alcalino, a solubilidade da sílica é exponencialmente maior quando comparada a

outras de pH ácido ou neutro (TOLEDO *et al.* 2000).

Um evento de rifteamento é caracterizado pela formação de magmas alcalinos como aqueles do Rift do Leste Africano. Sendo a bacia do Espinhaço aberta a partir de um rift (DUSSIN; DUSSIN, 1995, KNAUER, 2007), lavas alcalinas teriam sido derramadas sobre a bacia, gerando o acamamento ígneo visível em campo (figura 2A). O potencial de uma rocha vulcânica ígnea alcalina como protólito do filito hematítico é verificado no diagrama Nb/Y versus $Zr/TiO_2 \cdot 0,0001$ (FLOYD; WINCHESTER, 1978), o qual permite identificar rochas vulcânicas alteradas e metamorfozadas (figura 5). Neste diagrama as amostras investigadas teriam uma composição semelhante à de um basalto alcalino rico em feldspatóides, possivelmente um leucita tefrito ou talvez um leucitito. É importante lembrar que há aceitação na academia em relação a uma proveniência de natureza vulcânica (RENGER, 1970; KNAUER, 1990, ALMEIDA ABREU, 1993; KNAUER; SCHRANK, 1993; CHEMALE Jr. *et al.* 2011; CABRAL *et al.* 2012) para os filitos hematíticos.

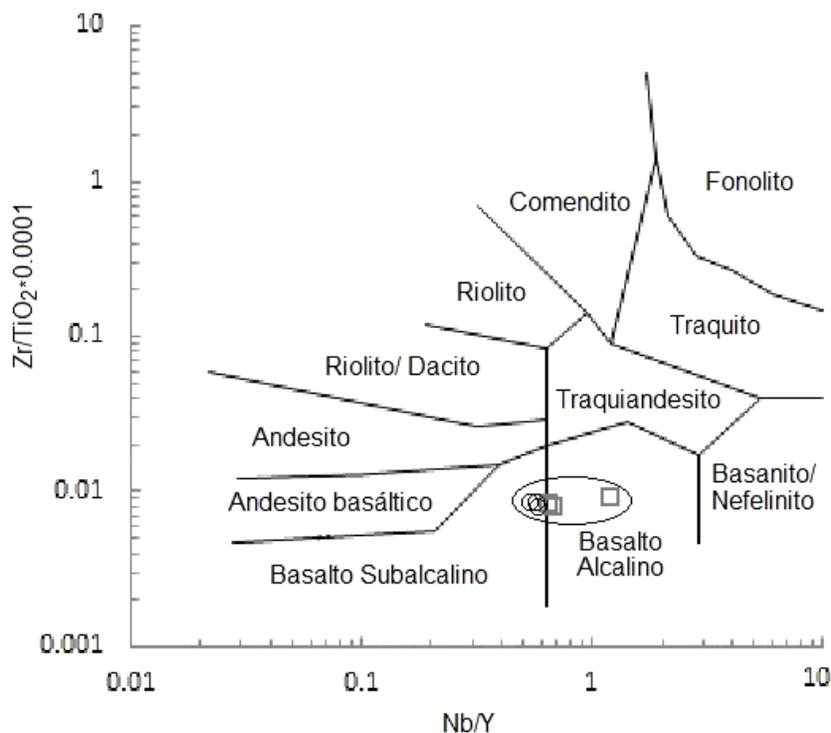


Figura 5. Diagrama Nb/Y versus $Zr/TiO_2 \cdot 0,0001$ (Floyd & Winchester 1978). Amostras de filito hematítico deste estudo são os quadrados e as amostras de filito hematítico de Cabral *et al.* (2012) são os círculos.

6 CONCLUSÃO

Diversos estudos anteriores sugerem que o filito hematítico tem origem ígnea. Entretanto, a geoquímica de elementos maiores não é concordante com nenhum padrão magmático. Sendo o padrão de ETR das amostras de filito hematítico condizente com o padrão ETR de rochas alcalinas de ambiente de rift, sugere-se aqui que o filito hematítico teria se originado de rochas vulcânicas potássicas (leucita tefritos ou talvez leucititos) de fonte mantélica, derivadas do rifteamento responsável pela abertura da bacia do Espinhaço, explicando sua relação com pacotes sedimentares de formações basais do Supergrupo Espinhaço. O filito hematítico apresenta

7 AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de produtividade

8 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA ABREU P. A. (1993). *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Diss. Doutorado. Freiburg (Alemanha) Univ. Freiburg, Geol. Inst. 150p.
- ALMEIDA ABREU P. A. (1995). O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos* 3(1):1-18.
- BERGMAN S. C. (1987). Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: FITTON, IG & UPTON, BGJ (eds), Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Society Special Public.* 30: 103-190,
- BEZERRA NETO F. E. (2016). *Estudo de rochas exóticas da Formação Sopa Brumadinho e possíveis implicações para a fonte dos diamantes do Espinhaço Meridional*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 117p.
- CABRAL A. R.; WIEDENBECK M.; KOGLIN N.; LEHMANN B.; DE ABREU F.R. (2012). Boron-isotopic constraints on the petrogenesis of hematitic phyllite in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Lithos* 140–141: 224–233.
- CHAVES A. O.; COELHO R. M. 2018. Reinterpretação da ambiência tectônica de formação do leucogranito de Gouveia (Minas Gerais). *Geonomos*, 26(1): 51-55.
- CHAVES A. O.; ERNST R. E.; SÖDERLUND U.; WANG X.; NAERAA T. (2019). The 920-900 Ma Bahia-Gangila lip on the São Francisco and Congo cratons and link with Dashigou-Chulan lip of North China Craton: New insights from U-Pb geochronology and geochemistry. *Precambr. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.023>.
- CHAVES A. O.; KNAUER L. G.; ROMANO A. W.; MONTEIRO B. A. A.; XIMENES A. L.; VIEIRA C. E., VARGAS G. B., SILVA M. A. L.; ALKMIM A. R. (2020). *Thrust age and thermochronology of the Araçuaí/Ribeira orogenic system-São Francisco craton transition*. In: Veress; Szigethy (eds). Horizons in Earth Science Research, Nova Publishers. v. 20. Chapter 5.
- CHEMALE JR. F.; DUSSIN I. A.; MARTINS M.; SANTOS M.N. (2011). Nova abordagem

características texturais que remetem a vulcanismo, como os pequenos agregados de sericita. Esta aparência possivelmente se herdaria do hábito arredondado de fenocristais de leucita que compunham a rocha ígnea alcalina com acamamento magmático gerado por fluxos sucessivos de lava.

Posteriormente à solidificação, estas rochas teriam sido intemperizadas e alteradas para um regolito em ambiente supergênico, de forma que sua química foi alterada drasticamente. Com o evento Brasileiro, este material de alteração teria sofrido o metamorfismo gerador do filito hematítico.

em pesquisa concedida. Também agradecemos à Petrobras pelo apoio através do projeto PRH-PB238 - 6000008230613

- tectonoestratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos*, 19(2):173-179.
- CORRENS C. W. (1932). Über die Diamantlagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Geraes, Brasilien. *Zeitschrift für Praktische Geologie*, 40:161–168, 177–181.
- DERBY O. A. (1879). Observações sobre algumas rochas diamantíferas da província de Minas Geraes. *Archivos do Museu Nacional (Rio de Janeiro)*, 4:121–132.
- DUSSIN I.A., DUSSIN T.M. (1995). Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1):19-26.
- DUSSIN T. M. (2000). A tectônica extensional Paleoproterozóica na borda sudeste do Cráton São Francisco (SE, Brasil): geoquímica e petrologia das metáígneas. *Geonomos*, 8(1):63-68.
- FLOYD P. A., WINCHESTER J. A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geology*, 21(3-4): 291–306.
- HERRGESELL G. (1984). *Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 247 p.
- HOFFMANN C. (1983). The Archean peraluminous Gouveia Granite: its structures, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *N. Jb. Min.*, 2:359-371.
- KÄMPF N., MARQUES J. J, CURTI N. (2012). *Mineralogia de Solos Brasileiros*. In: J.C. Ker, N. Curi, C.E.G.R. Schaefer, P. Vidal-Torrado. (eds) *Pedologia: Fundamentos*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa, MG, p. 81-170.
- KNAUER L.G. (1990). *Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro - leste da Serra do Espinhaço meridional e metalogênese associada*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 251p.
- KNAUER L. G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1):81-90.
- KNAUER L. G., GROSSI-SAD J. H. (1997). Geologia da Folha Presidente Kubitschek. In: Grossi-Sad, J. H.; Lobato, L. M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Soares-Filho, B. S. (eds.). *Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG -Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1901-2055.
- KNAUER L. G., SCHRANK A. (1993). A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço. Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, 1:(1)33 – 38.
- KUCHENBECKER M, SANGLARD J. C. D. 2018. The role of detachment and interlayer shear zones in the structural evolution of the southern Espinhaço range, eastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 84:343-350.
- LITTLE M.G., LEE C.T.A. (2006). On the formation of an inverted weathering profile on Mount Kilimanjaro, Tanzania: Buried paleosol or groundwater weathering? *Chem. Geology*, 235:205–221.
- 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: SBG, Núcleo Minas Gerais, Boletim Informativo, 10:171-174.
- MORAES, L. J., GUIMARÃES, D. (1931). Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais – *An. Acad. Bras. Cienc*, 2:153-186
- PALMER J. A., PHILLIPS G. N., MCCARTHY T. S. 1989. Paleosols and their relevance to Precambrian atmospheric composition. *The Journal of Geology* 97:77-92.
- RENGER, F.E. (1970). Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau* 59:1253–1292.
- RESTALLACK G. (1986). Reappraisal of a 2200 Ma-old paleosol near Waterval Onder, *South Africa. Prec. Research*, 32:195-232.
- SUN S. S., MCDONOUGH W.F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., (Ed.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London, 42: 313-345.

- TOLEDO M.C.M., OLIVEIRA S.M.B., MELFI A. (2000). *Intemperismo e formação do solo*. In: Teixeira W, Toledo MCM, Fairchild TR & Taioli F (Eds.). *Decifrando a Terra*. Oficina de textos, São Paulo, 139-166.
- WHITNEY D. L., EVANS B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95:185-187
- WINTER J. D. (2014). *Continental Alkaline Magmatism*. In: Winter, J.D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Person, Harlow. p. 415-455.
- ZHOU, J., XIANHUA, L. (2006). GeoPlot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences*, 32(4):554-560.