

## 6 CONCLUSÕES

A área estudada tem localização geológica importante, estando situada na região limítrofe das Faixas Araçuaí e Ribeira, sendo, assim, alvo de diversas controvérsias. Dessa forma, este trabalho pretende contribuir para o melhor entendimento das características litológicas e metamórficas detalhadas desta região, bem como sua relação com as unidades regionalmente conhecidas.

O mapa geológico produzido (**Anexo A**) a partir das observações realizadas em campo somado ao estudo petrográfico foram fundamentais para a caracterização das unidades litológicas que apresentam diferentes aspectos de campo e graus de deformação variados. A análise geoquímica, aliada às datações U-PB em zircão e dados de trabalhos anteriores, permitiu a elaboração de uma reconstrução dos eventos geológicos relacionados à evolução deste terreno.

### 6.1 Correlação com a geologia regional

Para melhor entendimento das discussões e conclusões que serão abordadas a seguir faz-se necessária uma breve abordagem sobre a bibliografia existente e como a área estudada têm sido mapeada bem como que unidades regionais foram definidas e/ou reconhecidas segundo o trabalho de diversos autores.

Segundo a bibliografia existente, as rochas da unidade ortogranulito enderbítico e ortogranulito heterogêneo são mapeadas e apresentadas nos mapas da CPRM e CODEMIG como o embasamento retrabalhado da Faixa Araçuaí (Horn *et al*, 2006; Novo *et al*, 2009; Pedrosa Soares, 2007; Novo, 2012; Noce, 2007), e segundo os mesmos autores pode ser correlacionado ao complexo Juiz de Fora. Ainda em relação à essas unidades, outros trabalhos nomeiam esses ortogranulitos como suíte Caparaó e incluem esta suíte no Complexo Juiz de Fora (Campos Neto & Figueiredo 1990; Pedrosa Soares, 2012).

Por outro lado, as rochas pertencentes ao Biotita Charnoenderbitico compõem, uma parte da suíte Divino que foi definida em Novo, 2009 como uma suíte composta por granitoides charnockíticos que constituem a raiz do arco magmático da Faixa Araçuaí (suíte G1). Posteriormente, em 2012, o mesmo autor renomeou esse grupo para Suíte Leopoldina, mantendo as mesmas características e definições apresentadas em seu primeiro trabalho.

## 6.2 Os diferentes tipos de ortogranulitos

A região mapeada apresenta uma série de ortogranulitos e paragneisses migmatíticos, típicos de área de alto grau metamórfico. Estão presentes também corpos intrusivos de granitos, provavelmente originados a partir da fusão dos paragneisses. Por vezes, esses granitos podem apresentar-se granulíticos com quartzo e K-feldspato esverdeados.

Os três tipos de ortogranulitos que compõem o escopo principal desta dissertação (Ortogranulitos heterogêneos, ortogranulito enderbítico e biotita charnoenderbito) possuem características texturais, petrográficas e geoquímicas que permitiram diferenciá-los e individualizá-los em diferentes unidades (Tabela 6.1).

A unidade dos ortogranulitos heterogêneos possui composicionalmente, a maior variedade de litologias dentre as unidades ortogranulíticas, como o próprio nome sugere, com representantes charnockíticos a enderbíticos, sendo os termos charnoenderbíticos predominantes. Em relação às outras duas unidades, a unidade heterogênea apresenta maior abundância dos componentes básicos, estando presentes em grande parte dos afloramentos, mesmo que apenas como bandas centimétricas de composição máfica. Isto pôde ser observado em diversos pontos nos quais a estruturação das rochas da unidade heterogênea é caracterizada por uma forte orientação metamórfica, dado pelo bandamento composicional observado em todas as escalas (de afloramento a microscópica). Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Espera Feliz e suas subsidiárias, este bandamento torna-se mais fino e a rocha assume foliação milonítica caracterizada pelo bandamento tabular constante, com porfiroclastos rotacionado, fitas de quartzo e extinção ondulante quando observada em lâmina delgada.

A unidade dos ortogranulitos enderbíticos, por sua vez, apresenta componentes predominantemente enderbíticos, com algumas variantes charnoenderbíticas, sendo plotados nos campos dos granodiorito e tonalito do diagrama QAP (Streickesen, 1976). Os termos básicos, ainda que presentes são mais escassos, quando comparados com o ortogranulito heterogêneo. No entanto, quando presentes são mais facilmente individualizados (em escala de afloramento), fornecendo, desta forma, o aspecto mais “homogêneo” frequentemente observado nos afloramentos durante as campanhas de campo. Quanto à estruturação, as litologias desta unidade geralmente apresentam uma textura inequigranular à porfirítica, na qual em lâmina delgada pode-se constatar que se trata de textura tipicamente ígnea, onde fenocristais de ortopiroxênio e feldspato com formas eudrais ou (mais frequentemente) com

formato oval ocorrem em meio a uma matriz fina. Estas, muitas vezes se assemelham a texturas observadas em rochas de origem subvulcânica à vulcânica. Nas zonas mais deformadas pode apresentar uma leve xistosidade dada pela orientação preferencial dos minerais máficos principalmente o ortopiroxênio e subordinadamente hornblenda e/ou biotita; o bandamento composicional pode ser observado apenas localmente, próximo a zonas mais deformadas.

A terceira unidade, Biotita Charnoenderbito, possui aspecto caracteristicamente homogêneo, geralmente com estruturação maciça. No entanto, por vezes pode apresentar uma leve orientação dos minerais micáceos que pode ser associada a uma foliação de fluxo. Quando plotados no QAP, seus litotipos apresentam composição predominantemente sienograníticas à monzograníticas.

Frequentemente, pode-se observar a presença de enclaves de diversos tamanhos (desde alguns centímetros a dezenas de metros) de rochas básicas, paragnaisse (sillimanita-granada-biotita gnaisse), além de fragmentos do granada charnockito foliado, inclusos nas zonas de contato do biotita charnoenderbito. Estas características permitem associar o biotita charnoenderbito a uma origem ígnea.

### 6.2.1 Litogeoquímica

O estudo litogeoquímico mostrou apenas sutis diferenças entre as unidades, principalmente em relação às rochas básicas. No entanto, cabe ressaltar que, devido ao baixo número de amostras, os resultados obtidos devem ser cuidadosamente avaliados. As três unidades apresentam assinatura subalcalina, sendo os litotipos ácidos e intermediários majoritariamente de afinidade calcioalcalina e metaluminosos. No caso dos litotipos básicos, as rochas do Ortogranulito Heterogêneo são predominantemente toleíticas, enquanto que as demais são calcioalcalinas. Quanto à relação  $K_2O$  versus  $SiO_2$ , as unidades do domínio oeste apresentam-se de maneira geral, mais enriquecidas em potássio, com rochas que plotam predominantemente nos campos das séries de alto K e shoshonítica. Por outro lado, a unidade heterogênea apresenta algumas rochas da série de baixo K e maior quantidade de representantes das séries de médio e alto K, com apenas uma amostra projetando-se no campo das rochas shoshoníticas. É importante ainda, ressaltar a diferença entre os trends apresentados pelas rochas em relação ao comportamento do  $K_2O$  durante a evolução magmática; ao contrário dos resultados mais comuns, as rochas do Enderbito homogêneo

mostram diminuição da quantidade de  $K_2O$  conforme se avança a diferenciação magmática (aumento de  $SiO_2$ ).

Quanto à ambientação tectônica, as assinaturas geoquímicas, obtidas em diagramas multielementos normalizado para ORG (Pearce, 1984) e diagrama ternário de Harris (1986), apontam semelhanças, em parte, com os padrões observados em ambientes de arco-magmáticos e também com granitos pós-colisionais.

Para o grupo de rochas básicas, a única amostra dos ortogranulitos enderbíticos apresenta afinidade alcalina e padrão de elementos incompatíveis normalizados para MORB, (Pearce 1993) semelhantes aos padrões de basaltos alcalinos continentais, como os presentes no rift da África. Cabe ressaltar que por se tratar de apenas um exemplar, esses dados não podem ser considerados para fins conclusivos. Por outro lado, para o grupo das rochas heterogêneas, a presença de rochas básicas com assinatura toleítica somadas à presença de rochas intermediárias das suítes de baixo K, sugerem que o ambiente formador dos ortogranulitos heterogêneos foi um arco de ilhas que possivelmente evoluiu para um arco vulcânico.

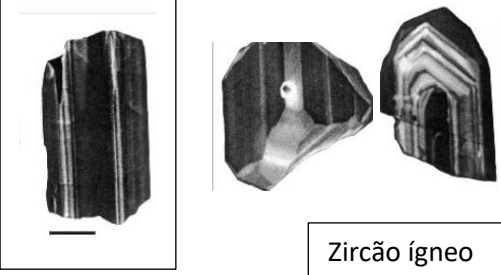
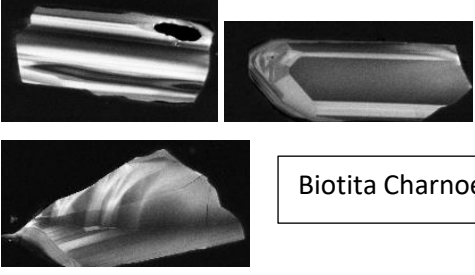

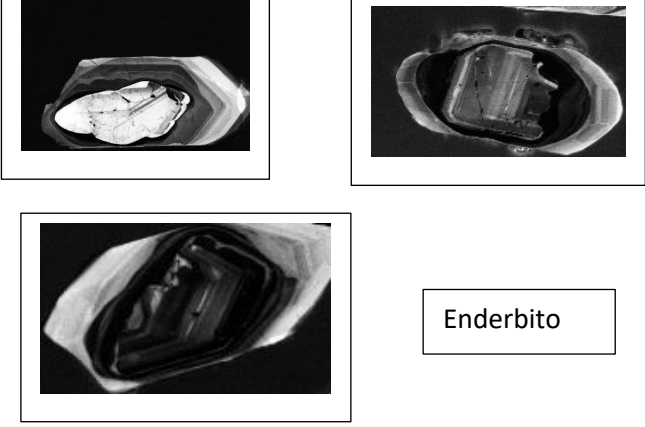

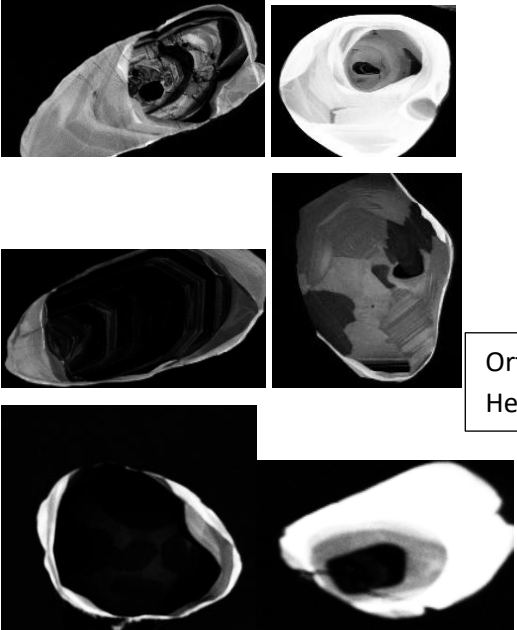
No que diz respeito às unidades do domínio oeste, ambas podem ser associadas à um ambiente de arco magmático continental, possuindo características que podem encaixá-las desde a fase pré até a tardi-colisional, ficando evidente que apenas a geoquímica não é suficiente para diferenciar estes dois grupos de rocha que, em campo e na petrografia, apresentam características tão distintas.

Tabela 6.1- Tabela comparativa entre os três ortogranulitos estudados

Unidade	Textura	Estruturação nas zonas mais deformadas	Composição	Litogeoquímica classificação	Litogeoquímica ambiente	Zircões	Idades
Ortogranulito Heterogêneo	Predominantemente granoblástica. localmente migmatítica milonítica	-Bandamento composicional -Foliação milonítica	-granodiorítica à tonalítica -monzogranítica à sienítica -quartzo monzogabróica a gabróica	-Calcio-alcaina metaluminosa -toleítica (básicas)	-Arco de ilhas (básicas) -Arco (pré à pós colisional) -Intraplaca	-prismas com zoneamento convoluto -arredondados com estruturas fir tree e núcleo desorganizado	-2,2 Ga (cristalização) -599 Ma (metamorfismo)
Enderbitito	Predominantemente inequianular com fenocristais eudrais ou ovais. Localmente granoblástica	-leve foliação dada pela orientação dos minerais máficos.	-granodiorítica à tonalítica -quartzo monzogabróica à gabróica	-Calcio-alcaina metaluminosa -Alcalina	-Arco (pré à pós colisional) -Intraplaca (1 amostra básica alcalina)	-prismas com zonamento oscilatório das bordas truncando o núcleo. -núcleos sem zoneamento e arestas	-2,2 Ga -2,5Ga (herança) -583 Ma (cristalização)
Biotita Charnoenderbitito	Predominantemente granular	-leve foliação dada pela orientação da biotita	-sienogranítica à monzogranítica	-Calcio-alcaina metaluminosa	-Arco (pré à pós colisional) Intraplaca	-grãos quebrados com zoneamento oscilatório bem definido -prismas subedrais	-586 Ma (cristalização)

Fonte: A autora, 2015

Figura 6.1- Comparação entre as grãos extraídos do atlas (Corfu, 2006) e os grãos estudados.

Extraído do Atlas (Corfu 2006)	Grãos analisados
 <p>Zircão ígneo</p>	 <p>Biotita Charnoenderbita</p>
 <p>Zircões com xenocristais</p>	 <p>Enderbita</p>
 <p>Zircão Metamórfico</p>	 <p>Ortogramulito Heterog.</p>

### 6.2.2 Geocronologia U-PB

Os três grupos de rocha apresentam população de grãos de zircão muito diferentes, tanto no que diz respeito à tipologia, quanto na estruturação interna observada nas imagens de catodoluminescência (CTDL) (Figura 6.1). A unidade dos Ortogranulitos heterogêneos possui grande quantidade de grãos tipicamente metamórficos, com formas arredondadas (snow ball) e razões comprimento/largura igual a 1:1. Nas imagens de CTDL, foi possível observar estruturas como “fir tree” e zoneamento irregular, muitas vezes com formas convolutas, indicando um sobrecrecimento metamórfico nos núcleos ígneos que, por vezes, também se fazem presentes. As idades obtidas através da datação U-Pb em zircão indicaram idades de cristalização em 2,2 Ga obtidas através de spots feitos nesses núcleos tipicamente ígneos e metamorfismo de 599 M.a. obtidos principalmente nas bordas.

No Domínio Oeste, o ortogranulito enderbítico mostrou uma população de zircão relativamente homogênea com cristais de zircão de formas subedrais à ovalares e razão comprimento: largura de 3:1 a 4:1. Nas imagens de CTDL, ficou evidente a presença de dois tipos de núcleos bordejados por um crescimento zonado oscilatório bem definido. Ambos os núcleos apresentavam evidências de serem formados em evento distinto do qual se formaram as bordas, seja pela sua forma arredondada sem estruturação interna, seja pelas diferenças entre os eixos de orientação da borda e núcleo, que muitas vezes se truncam. Desta forma, buscando-se uma resposta sobre os diferentes eventos, observou-se que as bordas frequentemente exibiam um crescimento oscilatório bem definido sugerindo uma origem ígnea para esses zircões. Ademais não puderam ser observados grãos arredondados e/ou com zoneamento convoluto, núcleos desorganizados ou outras estruturas que indicassem metamorfismo como pode ser observado nos grãos de zircão presentes no ortogranulito heterogêneo. No diagrama de concórdia puderam ser observados dois grupos discordantes, que intersectam a concórdia em dois pontos: um de idade neoproterozóica; e outro paleoproterozóica. Assim, as idades fornecidas, paleoproterozóicas, de 2,2 Ga e 2.47 Ga foram interpretadas como heranças preservadas, enquanto as idades neoproterozóicas de 583 Ma e 581 Ma foram interpretadas como a idade de cristalização destas rochas. Cabe ressaltar que, ao analisar a tabela recebida, observou-se que idades reveladas por quatro spots centrais (entre núcleo herdado e borda de cristalização ígnea) revelaram idades entre 781 e 580 Ma com baixa razão Th/U, sugerindo a presença de um evento metamórfico. No entanto, ao tentar construir um diagrama de concórdia com esses dados, os valores de  $m_{swd}$  mostraram-se

muito altos (9 a 18) e os erros, superiores a 100 Ma, tornando, desta forma, este dado sem significado geológico.

Por fim, a unidade Biotita Charnoenderbita também apresenta uma população de zircões relativamente homogênea, embora muitos grãos encontrem-se fragmentados, com cristais predominantemente subédricos com razão comprimento:largura de 3:1. Os grãos, embora apresentem características ígneas, ao contrário da unidade descrita anteriormente, não apresentam qualquer vestígio de núcleo herdado, tampouco idades paleoproterozóicas. O diagrama de concórdia de Wetherill mostrou idades concordantes em 586 Ma, interpretada como idade de cristalização destas rochas.

### 6.3 Discussões finais e conclusões

Após as considerações descritas acima, baseando-se no trabalho de campo, petrografia, litogeoquímica e geocronologia, pode-se concluir que os três ortogranulitos estudados possuem características suficientes, principalmente em relação a sua gênese para serem individualizados em unidades diferentes. No domínio leste, o ortogranulito heterogêneo corresponde ao embasamento paleoproterozóico retrabalhado no brasileiro. Embora suas características texturais, composicionais e geoquímicas se assemelhem ao Complexo Juiz de Fora, tido como embasamento do domínio interno da Faixa Araçuaí (Pedrosa Soares *et al*, 2000) e do setor setentrional da Faixa Ribeira (Tupinamba *et al* 2007), as idades obtidas nesta dissertação para a unidade dos Ortogranulitos heterogêneos (2,2 Ga) mostram-se mais antigas do que aquelas obtidas para as rochas do Complexo Juiz de Fora de composição enderbíticas a charnockíticas (2,1 e 2,0 Ga).

Os ortogranulitos heterogêneos podem ser associados, pelo menos em parte, às rochas da Suíte Caparaó, como proposto em Noce (2007). Este mesmo autor, ao contrário do que sugerem alguns autores (Campos Neto & Figueiredo 1990; Pedrosa Soares, 2012; Novo, 2009), ressalta que, embora ambas as unidades (Suíte Caparaó e Complexo Juiz de Fora) apresentem aspectos semelhantes, como metamorfismo granulítico e assinatura geoquímica de arco de ilhas evoluído, as idades obtidas para a cristalização magmática de rochas aflorantes próximo à Serra do Caparaó ( $2195 \pm 15$  Ma em Silva *et al.*, 2002, 2004) é consideravelmente mais alta do que aquelas disponíveis para o Complexo Juiz de Fora (2134-2180 Ma), tornando a correlação entre estas unidades uma questão ainda em aberto.



No domínio oeste, ambos os ortogranulito/charnockito apresentam características mais que suficientes (estruturação, textura, padrão de zoneamento dos zircões) para serem classificadas como rochas ígneas, devendo, desta forma, serem denominadas apenas por enderbito e charnoenderbito, respectivamente, pois não possuem qualquer evidência de terem sofrido metamorfismo. Exceção a esta afirmação são os quatro spots centrais obtidos em grãos de zircão do enderbito que forneceram razões  $Th/U < 0,1$ , típicas de grãos metamórficos. No entanto, dois aspectos devem ser ressaltados: esses spots e as idades obtidas apontam para um metamorfismo pré-cristalização do enderbito; e os baixos valores estatísticos relacionados aos dados obtidos a partir desses spots não devem ser considerados para fins de interpretação. As idades obtidas para ambas as rochas são próximas (583 Ma e 586 Ma), estando, em termos de idade, inseridas no contexto da suíte G1 do arco magmático, correspondente ao estágio pré-colisional da edificação do orógeno Araçuaí (Pedrosa Soares, 2011). No entanto, elas possuem características bem distintas, principalmente em relação à mineralogia, textura, estruturação e presença de enclaves, e no padrão interno observado em seus grãos de zircão. O que poderia explicar o fato de uma possuir herança preservada, enquanto a outra apresenta apenas grãos neoformados?

Uma possível explicação seria em relação à gênese e ao ambiente de formação do magma, sendo provavelmente bem diferentes. Ambas as rochas encaixam-se no perfil de granitoides quentes, com temperaturas de cristalização acima de 800° C. Estes magmas normalmente são associados a ambientes distensionais e apresentam zircões pobres em herança (Miller *et al*, 2003). No entanto, as rochas da unidade enderbítica apresentam significativas presenças de grãos herdados e está inserida num contexto de ambiente compressivo, como explicar isso? Uma possível explicação seria de que os grãos de zircão do núcleo sofreram metamorfismo de fácies granulito, durante o estágio pré-colisional, de forma quase contemporânea à cristalização do magma enderbítico. Na literatura é reconhecido um evento metamórfico regional de fácies granulito na faixa Araçuaí datado em 599 Ma (Silva *et al*, 2011), e os quatro *spots* centrais feitos nos zircões desta unidade, que embora tenham apresentados valores de *m<sub>swd</sub>* muito elevados, revelaram idades neoproterozóicas para um suposto metamorfismo, corroborando com esta hipótese. Desta forma, os grãos de zircão formados em fácies granulito seriam grãos metamórficos quentes e poderiam não se dissolver integralmente durante a fusão que deu origem ao magma enderbítico.

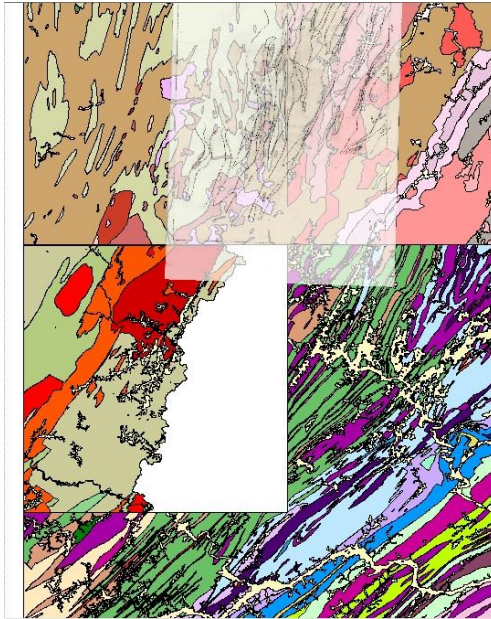
Por outro lado, o charnoenderbito que não apresentou qualquer registro de herança, pode ter essa característica associada a sua aloctonia/parautoctonia. A presença de xenólitos

frequentemente observados durante as campanhas de campo, principalmente próximo aos contatos, corrobora a hipótese de uma gênese possivelmente distante do local em que se encontra. O ambiente de formação deste magma apresentava, supostamente, um componente distensivo, pois magmas quentes, pobres em herança, são típicos destes ambientes (Miller *et al*, 2003). Possivelmente, essas rochas são produtos da diferenciação de um magma básico, que se alojou na base da crosta na época de formação a bacia do Rio Doce, configurando, desta forma, uma tectônica não apenas com convergência, mas também com distensão da crosta, para o orógeno Araçuai. Este processo, conhecido como diferenciação no underplating já vem sendo descrito na literatura, e inclusive têm-se evidências da ocorrência do mesmo durante episódios de distensão do arco andino, por exemplo.

E por fim, quem seriam as rochas paleoproterozóicas que fundiram gerando as rochas da unidade dos enderbitos? Primeiramente, pensou na hipótese de que se tratam da fusão das rochas do Complexo Juiz de Fora (CJF). No entanto, a diferença entre as idades das heranças e daquelas das rochas do CJF apontou para outra origem. A partir da integração de diversos mapas geológicos produzidos pela CPRM e CODEMIG com o mapa produzido neste trabalho (anexo I) (Figura 6.2), observou-se que os enderbitos mapeados estão na direção (strike) do Terreno Paraíba do Sul (Heilbron *et al.* 2013) e as heranças possuem idades próximas às obtidas para o embasamento deste Terreno, o Complexo Quirino (2.3 a 2.18 Ma, Viana 2009). Logo, uma hipótese plausível, que fica apenas como sugestão do presente trabalho, seria que o enderbito se trata de um arco magmático cordilherano formado pela fusão de embasamento paleoproterozóico, incluindo, pelo menos, em parte, rochas do Complexo Quirino.

Desta forma, ambas as unidades; o biotita charnoenderbito e o enderbito podem ser interpretadas como partes distintas do arco magmático da faixa Araçuai. Ademais o charnoenderbito, possui características suficientes para ser correlacionado, pelo menos a uma parte da Suíte Leopoldina (Novo *et al*, 2012), interpretada como parte dos granitoides constituintes da suíte G1 (Pedrosa Soares, 2011). Esta é descrita como o arco magmático da faixa Araçuai e compreende um grupo de rochas com composição predominantemente granodiorítica à tonalítica com componentes dioríticos e máficos. Possui assinatura geoquímica que evidencia uma suíte cálcio-alcalina expandida com assinatura híbrida e contribuição de magmas crustais predominante sobre magmas mantélicos.

Figura 6.2- Esquema exibindo a integração dos mapas disponíveis na literatura e o mapa da área (representado como transparência). Obs: a parte em branco não possui mapa geológico publicado



Fonte: A autora, 2015.

Por fim, cabe fazer uma breve abordagem sobre a Zona de Cisalhamento de Espera Feliz, descrita pela primeira vez no presente trabalho. Esta zona de cisalhamento divide a área em dois domínios diferentes, baseados no caráter e origem das rochas ali presentes. Esta Zona de Cisalhamento é a feição estrutural de maior destaque no mapa (Anexo I) e pode ser caracterizada como uma faixa milonítica de 2-5 km de largura com pelo menos 40 km de extensão. A zona de cisalhamento de Espera Feliz apresenta direção NNE-SSW com ângulo de mergulho intermediário para ESSE. Nos entornos da zona de cisalhamento, as rochas pertencentes às unidades do ortogranulito heterogêneo e (Sillimanita)-Granada-biotita gnaiss encontram-se intensamente deformadas com bandamento retilíneo constante, fitas de quartzo, com extinção ondulante, caracterizando, assim, uma típica foliação milonítica (Sn).

A partir de todos os resultados apresentados até o momento, tem-se que esse empurrão não apenas separa grupos de rochas distintos no mapa, como sobrepõe rochas paleoproterozóicas por cima de rochas ígneas neoproterozóicas (**Anexo B**) que podem ser correlacionadas, pelo menos em parte, ao arco magmático da Faixa Araçuaí. .

#### 6.4 Evolução geológica

Neste item será apresentada uma tentativa resumida de reconstrução da evolução geológica para a área estudada. Na tabela (tabela 6.2) a seguir, encontram-se listadas todas as idades obtidas através da datação U-Pb em zircão para os três tipos de ortogranulitos/charnockitos e suas respectivas interpretações.

Tabela 6.2- Resumo da evolução geológica da área.

PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA OS ORTOGRANULITOS ESTUDADOS						
Coluna geológica			Idade	Magmatismo	Metamorfismo	Evento / Interpretação
CAMBRIANO	542 Ma					
PROTEROZOICO	Neoproterozóico	Orogênese Brasileira (na Faixa Araçuaí/Ribeira)	585 ± 4 Ma	Cristalização do Biotita Charnóenderbit o (EF-RH-07).		Material juvenil de fonte mantélica. Feições de campo indicam parautoctonia. Etapa pré à sin-colisional da Faixa Araçuaí/Ribeira.
			583±10 Ma	Cristalização do Ortogranulito Homogêneo ( EF-RH-07)		Material formado por fusão crustal como revelam as heranças paleoproterozóicas (2,22 ± 10 Ga e 2,48± 14 Ga) registradas na amostra PRC-RH-05. Etapa pré-colisional da Faixa Araçuaí/Ribeira.
			590-565 Ma (Machado et al, 1996)		Metamorfismo regional da Faixa Ribeira.	
			599±79 Ma e 587 ± 9 Ma (Silva et al, 2011)		Metamorfismo regional da Faixa Araçuaí.	
			599±17 Ma		Idade obtida no ortogranulito - heterogêneo (EF-RH-07)	Evento Metamórfico principal (M1) relacionado à Faixa Araçuaí.

	650 Ma		630 ± ?		Metamorfismo registrado em pontos centrais de alguns grãos da amostra PRC-RH-05 (?)	Evento Metamórfico principal (M1) relacionado à Faixa Araçuaí.
	Mesoproterozóico					
	1.6 Ga					
	Paleoproterozóico	Orogênese Transamazônica	2134 - 2084 Ma (Noce et al., 2007b)	Cristalização dos protólitos do ortogranulitos cálcioalcalinos, do Complexo Juiz de Fora.	Metamorfismo de fácies granulito (M0 - Duarte, 1998)	Arco juvenil Transamazônico, responsável pela geração das rochas com $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos. Litotipos com $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos podem ser produto de mistura do manto depletado com crosta inferior ou fusão do último.
			2,2 ± 15 Ga	Cristalização do protólito do Ortogranulito Heterogêneo		
2,3 ± 9 Ma 2,18 ± 8 Ma (Viana, 2009)			Cristalização dos protólitos do Complexo Quirino da série de alto K.			
2,5 Ga						

Fonte: A autora, 2015.

## REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F.F., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M. & Cruz, S.C.P. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, v. 15, 2007.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KWASHITA, K.. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of Amazon River. In Nairn, AEM e Stehli, FG. Edts. *Ocean basins and Margins*. N. York: Plenum. V1, p. 411-446, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. v. 7, n.4, p.349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO, B.B.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v.17, p.1-29, 1981.
- BABINSKI, M., CHEMALE, Jr. F., VAN SCHMUS, W. R., HARTMANN, L.A., SILVA, L.C. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 263-274, 1997
- BESWICK, A. E.; SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, v. 6, p. 235-246, 1978.
- BOYNTON, W.R. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In Henderson, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114.
- BRITO-NEVES, B.B.; CAMPOS-NETO, M.C.; FUCK, R.A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, p. 155-166, 1999.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução Geológica dos Terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais...* Natal, RN: SBG, 1990. v.6, p. 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C & CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrological and structural constraints. *Tectonics*, 2000. p. 669-687.
- CORFU F., JOHN M., HANCHAR J.M., HOSKIN W.O., KINNY P.. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2006. 500 p.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PUNKHURST, R.J. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin Publishers, 1979. 450 p.
- CULLERS, R.L.; YEH, L.T.; CHAUDHURY, S.; GUIDOTTI, C.V.. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from NW Maine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 38, p. 389-400, 1997.

DUARTE, B.P. *Evolução Tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica*. 1998. 284f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

DUARTE, B.P.; HEILBRON, M. & CAMPOS NETO, M. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p.1, 2000

DUARTE B. P., FIGUEIREDO M.C.H., CAMPOS NETO M., HEILBRON M. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, v. 27, p. 67-82, 1997.

DUARTE B.P. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna - SF.24-V-C-I*. 1 ed. Belo Horizonte: CPRM, 2012. p. 1-21.

EBERT, H. *Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1958. 48 p. (Boletim 183).

EBERT, H. *Relatório de atividades*. Rio de Janeiro: DGM, 1956. p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).

ENDO I. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. 1997. 243f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, Brasil, 1997.

FISCHEL, D.P., PIMENTAL, M.M., FUCK, R.A., COSTA, A.G. & ROSIERE, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the mantiqueira and Juiz de Fora complexes (Ribeira Belt) in the abre Campo Minhaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS, Ouro-Preto, 1998. p. 21-23.

FIGUEIREDO, M.C.H. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 12, n. 1-3, p. 307-312, 1985.

FYFE, W.S., LEONARDOS, O.H.: Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian African Coasts. *Nature*, v. 244, p. 561–562, 1973.

HALL, A. *Igneous Petrology*. London. Longman, 1987. 573p.

HARLEY, S.L., SANTOSH, M. Wollastonite at Nuliyam, Kerala, South India: A reassessment of CO<sub>2</sub> infiltration and charnockite formation at a classic locality. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 83-94, 1995.

HASUI, Y. ; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 5, n.4, p. 257-266, 1975..

HARRIS, N.B.W., PEARCE, A.J., TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.). *Collision Tectonics. Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, v. 19, p.115-158, 1986.



HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira*. 1993. 268f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1993.

HEILBRON M. & MACHADO N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M.; VALLADARES, C. S.; VALERIANO, C.; MACHADO, N. A Orogenese Brasileira No Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 32-50. 1995.

HEILBRON, M, DUARTE, B.P. & NOGUEIRA, J.R. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, v. 1, p. 373-382, 1998.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H & TUPINAMBÁ, M. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: TALWANI & MOHRIAK (eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, [S.l.]: America Geophysical Union, 2000. 354p. (Geophysical Monograph Series, V 115, p. 1-34.) ISBN- 0-87590-098-4.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. & DUARTE, B.P. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a view from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, May, 2001. *Abstracts*, v. 26, p. 61.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L. C.; TROUW, R.; JANASI, V. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgino; BARTORELLI, Andrea; CARNEIRO, Celso Dal Ré; NEVES, Benjamin Bley de Brito. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1 ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. v. I, p. 203-234.

HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S.; SCHMITT, R.; NOGUEIRA, J.R., VALERIANO, C.M.; RAGATKY, C.D.; EIRADO, L.G.; PALERMO, N.; GERALDES, M.C. 2005. The Ribeira orogen: Neoproterozoic/Cambrian tectonic evolution and open questions. SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. *Anais...* Salvador, 2005. p. 231-234 (ISSN 1808-6047).

HEILBRON, M, DUARTE, B.P. VALERIANO, C.M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J.R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, v. 178, 2010. P. 136-148.

HEILBRON M. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua - SF.26-X-D-VI*. 1. ed. Belo Horizonte: CPRM, 2012. p.1-21.

HOLLAND T.H.. The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India. *Geological Survey of India Memoir*, v. 28, n.2, p.192-249, 1900.

- HORN A.H., BRUNO F., GARDINI G.M., LEONARDO V., MARA R.O. *Geologia da Folha Espera Feliz*. 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 2006. 72p.
- HOWIE, R.A. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 62, p. 725-768, 1954.
- IRVINE, I.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. *Canadian Journal Earth Science*, n. 8, p. 523-548, 1971
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid rocks series and related rocks. *J. Volc. Geotherm. Res.*, v. 14, p.169-186, 1982.
- LE MAITRE. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1989
- MORAES R., BROWN M., FUCK R. A., CAMARGO M. A., LIMA T. M. Characterization and P - T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 43, n.9, p. 1673-1705, 2002.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M. & VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.
- MILLER C.F., MCDOWELL S.M., MAPES R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, v. 31, p. 529-532. 2003.
- MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, v. 37, p. 215– 224, 1994.
- MUECKE, G.K.; PRIDE, C.; SARKAR, P. Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Phys. Chem. Earth*, v. 11, p. 449-464, 1979.
- NOCE C.M., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA L.C., ARMSTRONG R., PIUZANA D. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, v. 159, p. 60-78, 2007.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C. & ALKMIM, F.F. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 17-23, 2007b.
- NOCE, C.M., NOVO T., FIGUEIREDO, C., PEDROSA-SOARES, A. C. 2006. *Mapa geológico da Folha Manhauçu (SF.23-X-B-III)*. Rio de Janeiro: CPRM/UFMG, 2006. Escala 1:100.000 (Programa Geologia do Brasil).

NOVO, T., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., DUSSIN, I. *Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí*. 2009. 87f. Dissertação (Mestrado), 2009.

NOVO T., NOCE C.M., FIGUEIREDO C., PEDROSA-SOARES A. C. *Mapa geológico da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI)*. Belo Horizonte, CPRM/UFMG, 2012. Escala 1:100.000.

PATTISON, D.R.M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + Clinopyroxene + plagioclase + quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic geology*, v. 21, p. 21-34, 2003.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R.. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63–81, 1976.

PERES G. G., ALKMIM F. F., EVANGELISTA H.J. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 76, n.4, p. 771-790, 2004

PEDROSA SOARES, A. C. ; WIEDEMANN, C. Evolution of the Araçuaí Belt and its Connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. 1. ed. Rio de Janeiro: IGC Brazil, 2000, v. Único, p. 265-285.

PEDROSA-SOARES A.C. & ALKMIM F.F. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí–West Congo orogen? *Geonomos*, v. 19, p. 244-251, 2011.

PEDROSA-SOARES A.C., DE CAMPOS C.P., NOCE C., SILVA L.C., NOVO T., RONCATO R., MEDEIROS S., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKMIM F. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 350, p. 25-51, 2011.

PEIXOTO E., PEDROSA-SOARES A.C., ALKMIM F.F., DUSSIN I.A. A suture–related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research*, 2013. DOI: 10.1016/j.gr.2013.11.010.

PUPIN, J.-P. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 110, p. 463–472. 1980.

ROLLINSON, H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London (Longman Scientific and Technical), 1993. 352 pp.

RONOV, A.B.; BALASHOV, Y.A.; MIGDISOV, A.A. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geoch. Int.*, v. 4:, p. 1-17, 1967.

SCHMITT R.S., TROUW R.A.J., VAN SCHMUS, W.R. The characterization of a Cambrian (> 520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, using U-Pb in syntectonic. [S.l.]: [S.n.], 1999.

SILVA, L.C. DA; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; LEITE, C.; VIEIRA, V.S.; PAES, V.C. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n.4, p. 513-528, 2002.

SILVA L.C., PEDROSA-SOARES A.C., ARMSTRONG R., NOCE C.M. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, v. 19, p. 180-197, 2011.

STRECKEISEN, A. L., Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 1, p. 1-15, 1976.

THOMPSON, R.N. Magmatism of British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Geology*, v. 18, p. 49-107, 1982.

THOMPSON, M. J.N. Walsh . *A handbook of inductively coupled plasma spectrometry*. [S.l.]: Black, Glasgow and London, 1983.

TORET, J.L.R, HUIZENGA, J.M. Fluid-assisted granulite metamorphism: a continental journey v.21 (1),p 224-235.

TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. The central segment of the Ribeira Belt. Tectonic In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000.. 31 IGC, p. 287-310

TUPINAMBÁ M., TEIXEIRA W., HEILBRON M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n.1, p. 7-11, 2000.

TUPINAMBÁ M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.D.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; EIRADO SILVA, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J. & LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, n.1, p. 67-79, 2007.

VALLADARES, C. 1996. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. 1996. 146f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1996.

WALSH, J.N.; HOWIE, R.A., An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of the major trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineral. Mag.*, London, v.43, p. 967-984. 1980.

WINKLER, H.G.F. *Petrogenesis of the metamorphic rocks*. 4.ed. New York: Springer-Verlag, 1976. 334p.

YARDLEY. B. W. D, *An introduction to metamorphic petrology*. Front Cover. Longman Scientific & Technical – Science, 1989. 248 p.