



UFRJ

**KATHELYN NUNES DA SILVA SANTOS**

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS  
ROCHAS METAVULCÂNICAS DO ALVO APARIÇÃO, ONÇA DO  
PITANGUI - MG**

**Trabalho Final de Curso**

**(Geologia)**

UFRJ  
Rio de Janeiro

2017



UFRJ

**Kathelyn Nunes da Silva Santos**

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
METAVULCÂNICAS DO ALVO APARIÇÃO, ONÇA DO PITANGUI - MG**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto  
Mariana Brando Soares

Rio de Janeiro

Junho 2017

SANTOS, Kathelyn Nunes da Silva

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E  
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DO  
ALVO APARIÇÃO, ONÇA DO PITANGUI - MG** / Kathelyn  
Nunes da Silva Santos - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,  
2017.

71 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade  
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,  
Departamento de Geologia, 2017.

Orientadores: Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, Mariana  
Brando Soares.

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de  
Conclusão de Curso. I. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto. II.  
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de  
Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Kathelyn Nunes da Silva Santos

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS  
METAVULCÂNICAS DO ALVO APARIÇÃO, ONÇA DO PITANGUI - MG**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto  
Mariana Brando Soares

Aprovada em: \_\_\_\_\_

Por:

---

Orientador: Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (IGEO/UFRJ)

---

José Carlos Sícoli Seoane (IGEO/UFRJ)

---

Julio Cezar Mendes (IGEO/UFRJ)

À minha mãe e avós, por serem meus exemplos, e por todo o suporte durante toda a vida.

## **Agradecimentos**

Ao Prof. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, pelos ensinamentos, paciência e incentivo durante todo o processo de desenvolvimento deste trabalho.

A minha segunda orientadora e amiga, Mariana Brando Soares, sou muito grata por toda ajuda fora de hora, carinho e parceria.

A empresa IAMGOLD Ltda, por permitir e financiar a viagem de campo para visitar o projeto.

Aos geólogos Ricardo Mabub, Pedro Montenegro e Antônio Modesto pela atenção recebida durante a viagem ao projeto pitangui e todos os técnicos em geologia e auxiliares do galpão que foram muito atenciosos, em especial Janderson Muniz e Vander Muniz.

A minha madrinha, Leila, por sempre vibrar com minhas vitórias como se fossem suas.

Aos meus amigos da turma de 2011 de geologia, em especial ao grupo MUSA, e todos os outros que compartilharam momentos incríveis durante toda essa jornada, e pelo apoio intelectual e amigo necessário em muitos momentos.

Ao meu melhor amigo e namorado, Luiz Felipe de Queiroz Ferreira Braga, por sempre me convencer de quanto a geologia pode ser incrível, pela ajuda, sugestões e compreensão durante este trabalho.

Por fim, agradeço ao IGEO/UFRJ por tudo que aprendi dentro da instituição, pela realização de tantos campos que proporcionaram mais que aprendizado intelectual, mas nos trouxeram muitas lições de vida ao viajar por diferentes lugares pelo nosso país.

## Resumo

SANTOS, Kathelyn Nunes da Silva. **CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DO ALVO APARIÇÃO, ONÇA DO PITANGUI - MG.** 2017. 71 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Alvo Aparição localiza-se no *Greenstone Belt* Pitangui (noroeste do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco). O *Greenstone Belt* Pitangui é dividido em três unidades: inferior, formada por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas com intercalações de rochas metassedimentares (BIFs, metarenitos turbidíticos e metapelitos); intermediária composta por rochas metassedimentares areníticas e pelíticas intercaladas com rochas metavulcânicas intermediárias e BIFs; e superior composta de quartzitos e metaconglomerados polimíticos. O metamorfismo atingiu fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior. A estratigrafia do Alvo Aparição pode ser dividida em sete intervalos, I a VII, da base ao topo, em função da predominância de rochas metavulcânicas ou metassedimentares. Os intervalos II, IV e VI são dominados por rochas metassedimentares clásticas (metarenitos, metapelitos carbonosos) e químicas (BIFs e metacherts). A mineralização aurífera é estrato-confinada, sendo composta por zonas de sulfetação (pirrotita, arsenopirita, pirita e calcopirita) nos BIFs. As rochas metavulcânicas foram identificadas como tendo composições similares a basaltos toleíticos de alto magnésio, komatiitos e basaltos andesíticos, pertencentes à série toleítica. Com base em diagramas  $Ti \times V$  e  $Nb/Yb \times TiO_2/Yb$  podem ser classificadas como basaltos de fundo oceânico. A porção estudada do *Greenstone Belt* Pitangui pode portanto ser interpretada como uma bacia oceânica antiga onde os intervalos compostos por rochas metassedimentares representam momentos de redução da atividade vulcânica. A presença de rochas komatiíticas diferencia as rochas metavulcânicas do Alvo Aparição das dos setores mais a oeste do *Greenstone Belt* Pitangui. As semelhanças entre a estratigrafia e a assinatura litogeoquímica das rochas metavulcânicas do Alvo Aparição e do Depósito São Sebastião (localizado 5km a noroeste) corroboram a proposta de que ambas mineralizações se encontram hospedadas no mesmo intervalo estratigráfico. As rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Alvo Aparição e do Depósito São Sebastião possuem química muito semelhante à de rochas similares da base do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, localizado mais a leste, reforçando a correlação entre os *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas.

**Palavras-chave:** Quadrilátero Ferrífero; geoquímica; *Greenstone Belt* Pitangui, rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, Arqueano.

### **Abstract**

SANTOS, Kathelyn Nunes da Silva Santos. STRATIGRAPHIC AND CHEMICAL CHARACTERIZATION OF METAVOLCANIC ROCKS FROM THE APARIÇÃO TARGET, ONÇA DO PITANGUI, MINAS GERAIS. 2017. 71 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Alvo Aparição is located within the Pitangui Greenstone Belt (northwest of the Iron Quadrangle, south of São Francisco Craton). The Pitangui Greenstone Belt is divided in three units: A lower unit, composed by metavolcanic ultramafic and mafic rocks which are intercalated with metasedimentary rocks (BIFs, metasediments, turbidites and metapelites). An intermediate unit, composed by metasedimentary rocks like metasediment and metapelites, intercalated with metavolcanic rocks and BIFs, and for last a superior unit represented by quartzites and polymictic conglomerates. The metamorphism in the region reached greenschist facies to inferior amphibolite. The Alvo Aparição stratigraphy, can be divided in seven intervals, I to VII, from base to top, regarding the predominance of metavolcanic or metasedimentary rocks. Intervals II, IV and VI are dominated by clastic (metasediments, carbonaceous pelites) and chemical (BIFs, metacherts) metasedimentary rocks. The auriferous mineralization it is strato – confined, composed by zones with sulfidization (pyrrhotite, arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite) within the BIFs. The metavolcanic rocks were identified with similar composition of tholeiitic basalts with high magnesium content, komatiites and andesite basalts, belonging to the tholeiitic series. Based on  $Ti \times V$  and  $Nb/Yb \times TiO_2 / Yb$  diagrams, may be classified as MORBs. Therefore, the studied region of the Pitangui Greenstone Belt can be interpreted as an ancient oceanic basin, where the intervals composed mainly by metasedimentary rocks represented a decrease in volcanic activity. The presence of komatiite rocks differentiate the metavolcanic rocks of Alvo Aparição from other sectors further west of Pitangui Greenstone Belt. The similarities between the stratigraphy and the litogeochemistry signature from the Alvo Aparição metavolcanic rocks and São Sebastião deposit (locate 5km due northwest), sustain, that, both mineralizations are hosted in the same stratigraphic interval. The metavolcanic, mafic and ultramafic rocks from Alvo Aparição and São Sebastião deposit possess a similar geochemistry with alike rocks from the base of the Rio das Velhas Greenstone Belt, located further east, emphasizing the correlation between the Pitangui and Rio das Velhas Greenstone Belts.

Key words: Pitangui Greenstone Belt; Quadrilátero Ferrífero; geochemistry; metavolcanics mafic and ultramafic rocks; Archean.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - a) Localização geral do Projeto Pitangui, Onça do Pitangui– MG. b) localização precisa da área, cidades próximas e principais vias de acesso.....	15
Figura 2 - Configuração tectônica de tipos orogênicos e outros depósitos de ouro. .	20
Figura 3 - Configuração geológica regional do Quadrilátero Ferrífero no setor sul do Craton de São Francisco.....	22
Figura 4 - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.....	23
Figura 5 - Correlações litoestratigráficas e cronoestratigráficas entre os <i>Greenstone Belts</i> Pitangui e Rio das Velhas .....	26
Figura 6 - (a) Esboço geológico do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui e área circundante. (b) Secção geológica A - B ao longo do GB Pitangui. ....	28
Figura 7 - (a) Coluna estratigráfica esquemática do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui. (b) Estratigrafia do depósito de São Sebastião mostrando os intervalos de I a V. ....	30
Figura 8 - Localização dos furos de sondagem descritos e furos utilizados para amostragem para análise química de rocha total.....	33
Figura 9 - Rocha metavulcânica ultramáfica cisalhada. ....	36
Figura 10 - a) BIF dobrado com lâminas chert e de magnetita b) BIF deformado com veio de quartzo e carbonato dobrado e <i>boudinado</i> .....	37
Figura 11 - a) Cloritito intercalado com metachert. b) BIF dobrado com crescimento de anfibólio (grunerita-cummingtonita). c) BIF com cloritito, com anfibólio radial em destaque. d) BIF com clorititos e bandas de sulfeto, arsenopirita em detalhe .....	38
Figura 12 - Metagrauvaca com grânulos de quartzo azul. ....	40
Figura 13 – Correlação Litoestratigráfica dos furos descritos do Alvo Aparição.....	433
Figura 14 - Estratigrafia do Alvo exploratório de Aparição, mostrando os intervalos de I a VII.....	44
Figura 15 - Discriminação em séries para as rochas metavulcânicas do Alvo Aparição. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).....	47
Figura 16 - Classificação das rochas metavulcânicas do Alvo Aparição. a) diagrama de Nb/Y - Zr/Ti, Pearce (1996), b) diagrama de Jensen (1998). ....	47
Figura 17 – a) Diagramas de correlação com o Zr para os elementos maiores (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, K <sub>2</sub> O, MgO, Na <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , SiO <sub>2</sub> , TiO <sub>2</sub> e FeO). b) Diagramas de correlação com o Zr para os elementos traços (Ba, Ce, Cr, La, Rb, Sr, Y, Ni, #mg, A/CNK e K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O).....	49

Figura 18 – <i>Spider diagrams</i> : a) condrito ( <i>REE chondrite</i> , Boynton, 1984), b) Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1989, as in Li & Wei, 2017), e c) NMORB (Sun & McDonough, 1989).....	50
Figura 19 - Diagrama de classificação tectônica V vs Ti de Shervais (1982).....	51
Figura 20 - Diagrama de classificação tectônica Nb/Yb vs TiO <sub>2</sub> /Yb de Pearce (2008). .....	52
Figura 21 - Diagrama de classificação tectônica Nb/Yb vs Th/Yb de Pearce (2008).	52
Figura 22 - (a) Coluna estratigráfica esquemática do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui. (b) Estratigrafia do depósito de São Sebastião mostrando os intervalos de I a V. (c) Estratigrafia do Alvo Aparição mostrando os intervalos de I a VII. ....	54
Figura 23 – Diagramas a) AFM de Irvine & Baragar (1971) e b) Jensen (1998). ....	57
Figura 24 - Diagrama de Nb/Y - Zr/Ti, (Pearce, 1996) .....	57
Figura 25 – Diagrama normalizado para o condrito ( <i>REE chondrite</i> , Boynton, 1984), mostrando os campos sobrepostos do depósito São Sebastião, GB Pitangui e GB Rio das Velhas comparados com as amostras do Alvo Aparição. ....	58
Figura 26 – Diagrama de Shervais V vs Ti (1982).....	59
Figura 27 – Diagrama Nb/Yb vs TiO <sub>2</sub> /Yb de Pearce (2008).....	60
Figura 28 – Diagrama Nb/Yb x Th/Yb, Pearce (2008).....	61

### LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Furos de sondagem descritos do Alvo Aparição.....	32
--	----

## Sumário

Agradecimentos .....	6
Resumo .....	7
<i>Abstract</i> .....	8
<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO, CONTEXTO GEOLÓGICO E METODOLOGIA.....</b>	<b>13</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
1.1 Apresentação.....	13
1.2 Objetivos.....	13
1.3 Localização .....	14
1.4 Aspectos Fisiográficos .....	14
1.4.1 Clima.....	14
1.4.2 Vegetação.....	14
1.4.3 Hidrografia.....	14
1.4.4 Geomorfologia.....	16
1.5 <i>Greenstone belts</i> .....	16
1.6 Ouro orogênico .....	19
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>20</b>
2.1 <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas .....	24
2.2 Geologia <i>Greenstone Belt</i> Pitangui.....	25
2.2.1 Metamorfismo e Geologia Estrutural.....	25
2.2.2 Estratigrafia do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui.....	27
2.3 Depósito São Sebastião .....	29
<b>3. METODOLOGIA .....</b>	<b>31</b>
3.1 Etapa de campo.....	32
3.2 Análise geoquímica .....	33
<b>CAPÍTULO II – RESULTADOS, DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....</b>	<b>35</b>
<b>4. ESTRATIGRAFIA DO ALVO APARIÇÃO – CARACTERÍSTICAS GERAIS .....</b>	<b>35</b>

<b>4.1 Descrição de rochas .....</b>	<b>35</b>
<b>4.1.1 Rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas .....</b>	<b>35</b>
<b>4.1.2 Rochas metassedimentares .....</b>	<b>36</b>
<b>4.1.2. a. Formações ferríferas bandadas (BIF) .....</b>	<b>36</b>
<b>4.1.2 b. Bandas S e clorititos .....</b>	<b>39</b>
<b>4.1.2. c. Metachert.....</b>	<b>39</b>
<b>4.1.2. d. Metarenitos e rochas metapelíticas.....</b>	<b>39</b>
<b>4.2 Intervalos descritos do Alvo de Aparição.....</b>	<b>40</b>
<b>4.3 Metamorfismo e hidrotermalismo .....</b>	<b>45</b>
<b>4.4 Geologia estrutural.....</b>	<b>45</b>
<b>5. CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>46</b>
<b>5.1 Classificação .....</b>	<b>46</b>
<b>6. DISCUSSÕES.....</b>	<b>52</b>
<b>6.1 Comparações litogeoquímicas com outros setores do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui e com rochas do <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas.....</b>	<b>56</b>
<b>7. CONCLUSÕES .....</b>	<b>61</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>63</b>
<b>9. ANEXOS .....</b>	<b>70</b>
<b>Tabela 2 .....</b>	<b>70</b>

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO, CONTEXTO GEOLÓGICO E METODOLOGIA

### 1. INTRODUÇÃO

#### 1.1 Apresentação

O Alvo Aparição está localizado na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, correspondendo à parte sul do Setor Ocidental do Cráton São Francisco, que pertence à Plataforma Sulamericana. O Alvo Aparição e o depósito de São Sebastião fazem parte do *Greenstone Belt* Pitangui, que é considerado como uma continuação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, separado do cinturão principal por tectônica e/ou ascensão de complexos dômicos (Romano, 2007; Romano *et al.*, 2013). O *Greenstone Belt* Pitangui é formado por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, classificadas como clorita-xistos e talco-xistos, respectivamente.

O *Greenstone Belt* Pitangui, ainda é pouco conhecido e tem sido alvo de recentes trabalhos de pesquisa mineral por diversas empresas (ex.: IAMGOLD, Jaguar, MICAPEL, Verena).

A localização do Alvo Aparição a apenas 5km a sudeste do Depósito de São Sebastião, reforça sua importância pelo possível potencial para exploração de ouro que pode conter um depósito mineral satélite ao São Sebastião.

#### 1.2 Objetivos

Este trabalho tem por finalidade contribuir à pesquisa mineral direcionada ao Alvo Aparição, comparando-o com o depósito aurífero São Sebastião, recentemente descoberto, que se encontra 5km a NW (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014), com 679 KozAu com teor médio de 5ppm Au, passível de extração subterrânea.

O principal foco do presente trabalho consiste na descrição e montagem de colunas estratigráficas para o Alvo Aparição, através da descrição de testemunhos e caracterização litogeoquímica das rochas metavulcânicas ígneas. Tais dados são então utilizados para realizar correlações estratigráficas com o Depósito São Sebastião e também para inferir a ambiência tectônica através de dados químicos de rocha total.

### **1.3 Localização**

O Alvo Aparição, está localizado a sudeste da Vila da Jaguará, um distrito do município Onça do Pitangui (Figura 1b), na porção central do estado de Minas Gerais, a aproximadamente 100 km a noroeste da capital Belo Horizonte (Figura 1).

### **1.4 Aspectos Fisiográficos**

#### **1.4.1 Clima**

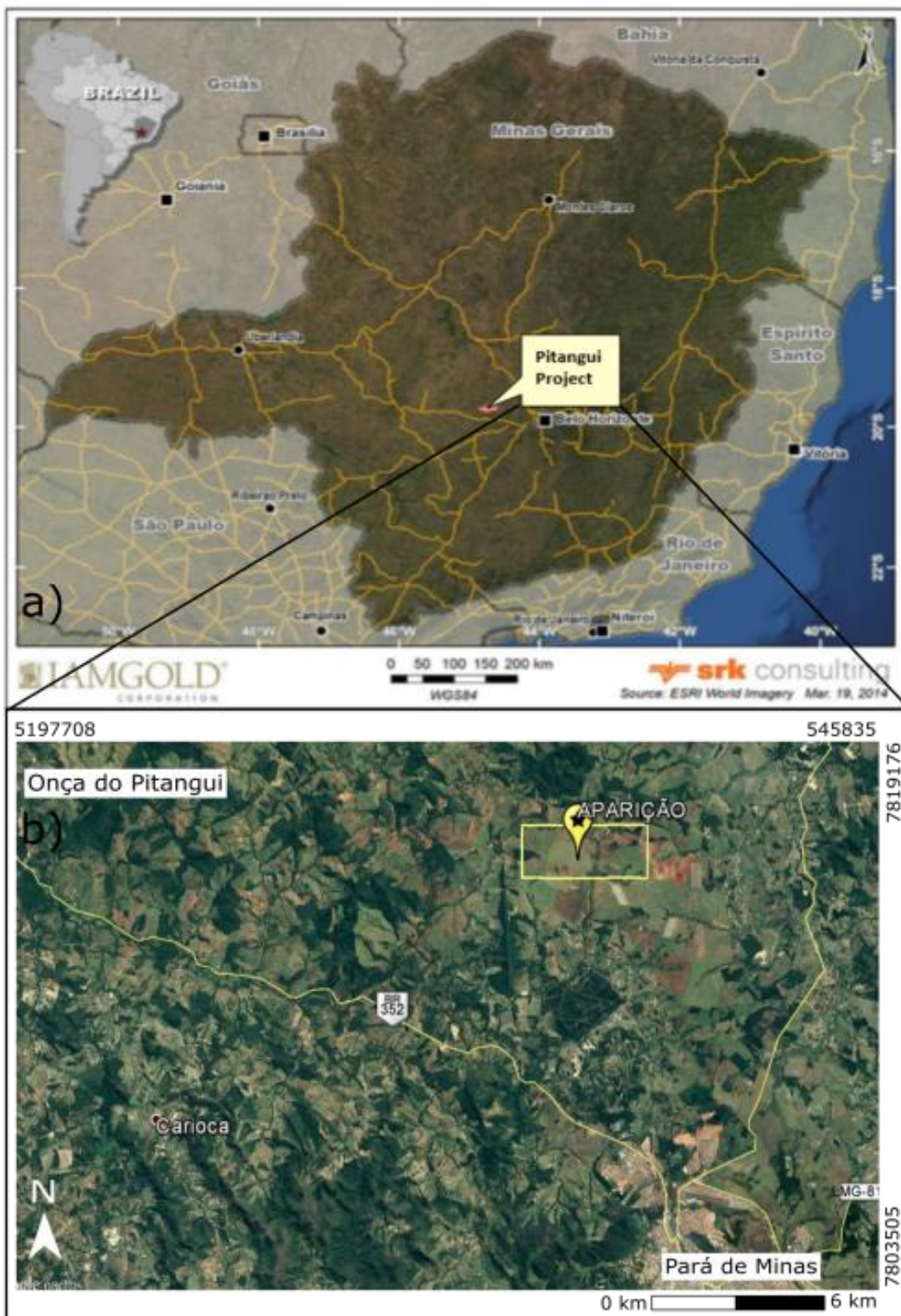
O clima é considerado como temperado-quente como em toda a região do Quadrilátero Ferrífero. O índice pluviométrico anual varia de 1300 mm a 2100 mm por ano (Silva, 2007). O clima pode ser caracterizado por uma estação seca de abril a setembro com temperaturas variando de 13 a 28 graus Celsius com pouca precipitação e uma estação chuvosa de outubro a março, com variação térmica de 20 a 35 graus e frequentes tempestades tropicais (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014).

#### **1.4.2 Vegetação**

A vegetação é composta pelo bioma do Cerrado, apresentando campos nos trechos mais elevados, cerrados, matas de encosta, matas de galerias, matas ciliares e também áreas de campo limpo em que predominam pastagens (Romano, 2007).

#### **1.4.3 Hidrografia**

O município de Onça do Pitangui está inserido na Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (Romano, 2007). A área de pesquisa mineral está localizada na bacia do Rio Pará, mais precisamente, no interior da microbacia do Ribeirão Jaguará e nas proximidades da localidade de mesmo nome (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014).



**Figura 1 - a)** Localização geral do Projeto Pitangui, localizado no município de Onça do Pitangui– MG. (extraído de SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014). **b)** Imagem retirada do *Google Earth*, mostrando a área do Alvo Aparição, cidades próximas e principais vias de acesso (acesso em 05 de março de 2017 – imagem digital globe/landsat 2016, luz visível).

#### 1.4.4 Geomorfologia

A área se localiza na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais e está relacionada ao compartimento geomorfológico da Depressão Sanfranciscana. A área correspondente ao alvo Aparição situa-se numa região de baixo relevo topográfico, formando suaves colinas com uma altitude média de 750 a 800 metros, compreendendo principalmente campos de pastagem. A vegetação original, típica do cerrado brasileiro, é preservada localmente. Os afloramentos rochosos são escassos e geralmente limitados aos cortes de estradas (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014).

#### 1.5 *Greenstone belts*

Os *greenstone belts*, ou cinturões de rochas verdes, são faixas metavulcanossedimentares que compreendem rochas máficas-ultramáficas e metassedimentares, geralmente de baixo grau metamórfico, predominantemente identificada pelas fácies xisto-verde (De Wit e Ashwal 1997). São amplamente estudados por conterem registros sobre a evolução da Terra Antiga bem como pela sua importância econômica, uma vez que eles hospedam importantes recursos metálicos (ex.: Au, Cu, Zn, Pb, Ni) em diversos tipos de depósitos (ex.: clã do ouro orogênico, VHMS) (Groves *et al.*, 1987; Groves *et al.*, 1998). Estes cinturões, formados predominantemente no Arqueano e no Paleoproterozóico, podem datar de de mais de 3 Ga, e já foram relacionados a ambientes tectônicos diversos, tais como complexos acrescionários, rifts e centros de expansão oceânica (Dorr, 1969; Anhausser, 1982; Lowe, 1994; de Wit *et al.*, 1992; De Wit e Ashwal 1997).

Esses cinturões são circundados por áreas dômicas compostas por rochas gnáissicas e graníticas (geralmente TTGs, tonalitos-trondjemitos-gnaisses), formando terrenos granito-greenstone. Os terrenos arqueanos são regiões de grande complexidade geológica, existindo uma grande variedade de modelos reconstrutivos que tentam explicar sua formação. Muitos meios devem ser levados em consideração para a reconstrução da história geológica destes cinturões, mas tendo em vista que a deformação tectônica muitas vezes obliterou as tramas e texturas originais das rochas, a geoquímica é um dos mais poderosos métodos de investigação.



Sequências do tipo *greenstone belts* podem ser encontradas em vários crátons ao redor do planeta, e sua distribuição indica que alguns deles fazem parte de sistemas orogenéticos maiores com idades variadas (De Wit e Ashwal 1997). Como alguns exemplos, pode-se citar a Província Superior do Canadá, situada na América do Norte, Barberton, na África do Sul e Kalgoorlie na Oceania. Na América do Sul, destacam-se, dentre outros, os *Greenstone Belts* Rio das Velhas (dominantemente Neoarqueano) e Rio Itapicuru (Paleoproterozóico) no Cráton São Francisco. Esses terrenos possuem formas e dimensões variadas, apresentam largura variando de 20 a 100 km e comprimento de 100 a 300 km, podendo chegar até 1000 km.

De acordo com Ramsay (1963), Shackleton (1995), Baltazar e Zucchetti (2007), a tectônica desses cinturões geralmente é caracterizada por várias fases de deformação. Há controvérsias sobre os tipos de tectônica que afetaram os *greenstone belts*, centradas em discussões sobre modelos similares à moderna tectônica de placas (adaptados para os graus geotérmicos maiores da Terra Antiga) enquanto outros propõem regimes tectônicos dominados por movimentações verticais associadas à ascensão de domos granito-gnáissicos. Modelos não atualistas tendem a ser propostos com mais frequência para os cinturões mais antigos. Existe nos trabalhos mais recentes uma predominância de propostas de regimes tectônicos similares aos modernos (Ex.: plumas mantélicas, retro arcos e riftes; Condie, 2001; Noce, 2005; Baltazar e Zucchetti, 2007).

Apesar do metamorfismo fácies xisto verde predominar nos *greenstone belts*, há cinturões que foram submetidos a metamorfismo mais intenso. Geralmente esta transição para terrenos de maior grau metamórfico ocorre através de grandes falhas reversas ou margens transpressivas próximas a regiões colisionais (De Wit e Ashwal 1997).

De forma geral, a estratigrafia dos *greenstone belts* pode ser resumida em em três unidades maiores, primeiro uma unidade inferior que é caracterizada por predomínio de derrames de rochas vulcânicas máficas (toleííticos pobres em K) e ultramáficas (komatiítos) aos quais se intercalam níveis de BIFs, metapelitos carbonosos e rochas metassedimentares turbidíticas distais. Em seguida, ocorre uma unidade intermediária, dominada por derrames de basaltos toleííticos, andesitos e dacitos, geralmente cálcio-alcálicos, com frequentes intercalações de rochas metassedimentares clásticas e químicas (BIFs e turbiditos).

A unidade superior é predominantemente metassedimentar clástica, composta por rochas metassedimentares predominantemente imaturas (protólitos arcoseanos, arenitos líticos, conglomerados polimíticos).

Segundo Ayres e Thurston (1985), Hoffman (1990) e Condie (2001), o arcabouço litoestratigráfico dos *greenstone belts* inclui, da base para o topo: 1) magmatismo komatiítico ou basáltico, com geração de rochas vulcânicas e plutônicas, ultramáficas e máficas em ambiente submarino, podendo conter sedimentação química; 2) magmatismo toleítico, com predominância máfica/intermediária, ambiente submarino, geoquímica de basaltos MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*) e toleítico de arco de ilha; 3) intercalação de sedimentos químicos e pelíticos, e sedimentos clásticos de granulometria grossa de derivação vulcânica intermediária/félsica; 4) magmatismo cálcio-alcálico intermediário/félsico, com expressão vulcânica e plutônica, com geoquímica similar a de arcos modernos; 5) magmatismo alcalino tardio, vulcânico e plutônico, com geoquímica de arcos de ilhas modernos; 6) sedimentos clásticos grossos a finos de derivação vulcânica intermediária/félsica, associada a sedimentos químicos; 7) granitos intrusivos, do tipo I e tipo S.

Devido aos numerosos depósitos minerais já descobertos em terrenos *greenstone belts*, essas sequências representam ambientes importantes para a pesquisa mineral. Um maior entendimento da sua evolução e contexto geotectônico é imprescindível para a melhor avaliação do potencial metalogenético de cada região. Segundo Anhausser (1982) e De Wit e Ashwal (1997), apesar da grande variedade dos tipos de mineralização em terrenos arqueanos, os depósitos minerais dos *greenstone belts* podem ser divididos de acordo com suas rochas hospedeiras e relações com a evolução tectônica dos *greenstone belts*. Depósitos auríferos do clã do ouro orogênico, por exemplo, normalmente foram formados nos estágios finais de deformação dos cinturões.

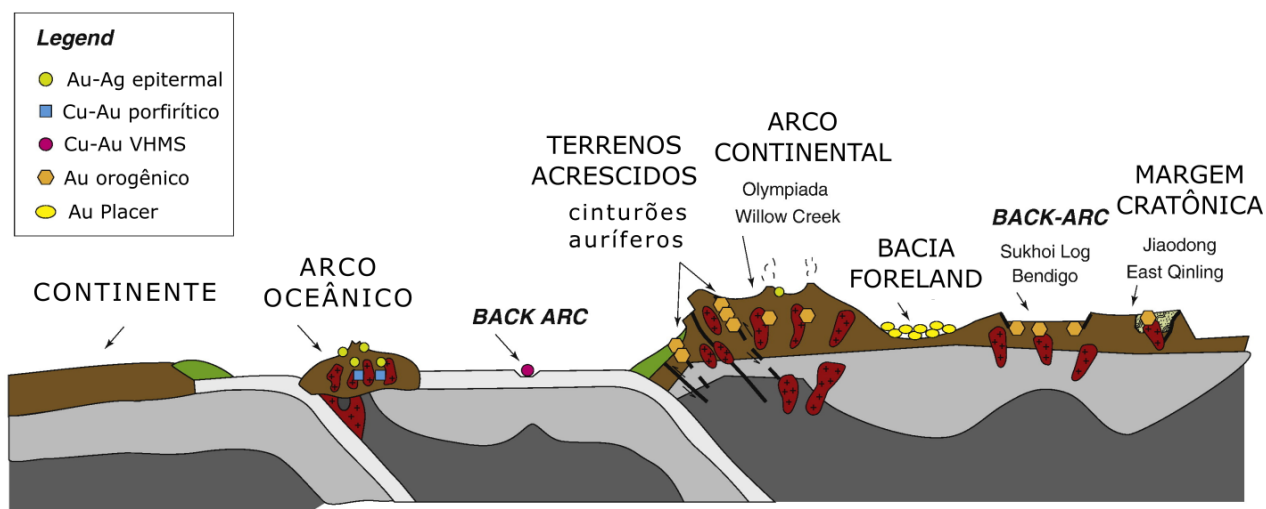
Os principais depósitos minerais encontrados nos *greenstone belts* arqueanos são os de Au, Cu, Ni, Cr e Fe do tipo estratiforme. Os depósitos são predominantemente gerados por hidrotermalismo, como por exemplo os depósitos de sulfetos maciços de Cu-(Zn-Pb) do tipo VMS e VHMS. Os principais minerais associados a esses depósitos são calcopirita, pirita, esfalerita e pirrotita (Condie 1981).

## 1.6 Ouro orogênico

Os depósitos de ouro orogênico estão associados a terrenos metamorfizados de todas as idades. Os depósitos de ouro orogênico são resultado da interação de rochas sedimentares ou ígneas (metamorfizadas ou não) com fluidos aquosos com menores proporções de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> de baixa salinidade e neutros de origem metamórfica (Kerrich e Fryer, 1979, Cline *et al.*, 2005, Kerrich *et al.*, 2005) ou ígnea (ex.: Spooner, 1993, Johnston e Ressel, 2004). Esses depósitos são formados tardiamente durante a evolução de margens convergentes em eventos orogênicos (Figura 2) maiores e sua formação requer um contexto acrescionário envolvendo subducção ou *underplating* da crosta oceânica (Bierlein *et al.*, 2009). As fontes de Au e outros metais são fonte de controvérsia (ex, Tomkins, 2013) podendo ser oriundas de rochas intrusivas ou sedimentares (ex Boyle, 1979, Boyle, 1986, Large *et al.*, 2011).

Os depósitos de ouro orogênico são tipicamente hospedados em terrenos metamórficos e estruturalmente controlados por estruturas tectônicas compressionais ou transpressionais associados a alguma orogenia de acreção e/ou colisional (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998). Depósitos de ouro orogênico são de diferentes idades, do Paleoarqueano até o Terciário, e mostram uma grande consistência na composição química de seus fluidos.

Os depósitos de ouro orogênico são uma das fontes mais importantes desse metal para o mercado, e representam 30% da produção total, reservas e recursos (Frimmel e Hennigh, 2015). Em diversos trabalhos, Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003; Groves *et al.*, 2005, definiram o modelo para os depósitos de ouro orogênico e identificaram os contextos geotectônicos nos quais ocorrem. Desde então, este modelo tem sido atualizado (Phillips e Powell, 2010), mas algumas características geológicas permanecem constantes. Este conjunto de semelhanças inclui uma associação profunda com eventos orogênicos e forte controle estrutural dos corpos de minério e depósitos formados principalmente em terrenos de fácies xisto verde. Além disso, outros fatores são relevantes, como: alteração na rocha encaixante dominada por carbonato, mica, albita, clorita, quartzo e pirita e fluidos minerais aquosos-carbônicos de baixa salinidade e pH quase neutro. Já os outros aspectos relacionados aos depósitos de ouro orogênico como idade, rocha hospedeira e mineralogia podem variar bastante.



**Figura 2** - Configuração tectônica de tipos orogênicos e outros depósitos de ouro. Os depósitos de ouro orogênico podem estar localizados em regiões metamorizadas de *fore-arc* e *back-arc*, em margens continentais ativas, bem como ao longo de margens cisalhadas para batólitos de arco continental (traduzido a partir de Goldfarb & Groves, 2015).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Alvo Aparição está localizado na parte sul do Setor Ocidental do Cráton São Francisco. O Cráton São Francisco faz parte da Plataforma Sulamericana e subdivide-se em três setores: ocidental, central e oriental, sendo rodeado pelas faixas Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana, Ribeira e Araçuaí de oeste a leste, todas originadas no Neoproterozóico durante as orogenias da colagem Brasileira (Almeida, 1977; Hasui, 2012).

A parte sul do setor ocidental do Cráton São Francisco (Hasui, 2012) pode ser resumida como sendo composta por,:

(a) antigos terrenos granito-greenstone com idades variando 3,20-2,55 Ga, ao qual pretendem o *Greenstone Belt* Rio das Velhas e diversos terrenos TTGs (ex.: Complexos Bonfim e Belo Horizonte) e intrusões batolíticas (ex.: Granito Pequí).

(b) Supergrupo Minas, composto por rochas metassedimentares depositadas na transição Neoarqueano – Sideriano até o Riáciano sobre os terrenos acima mencionados.

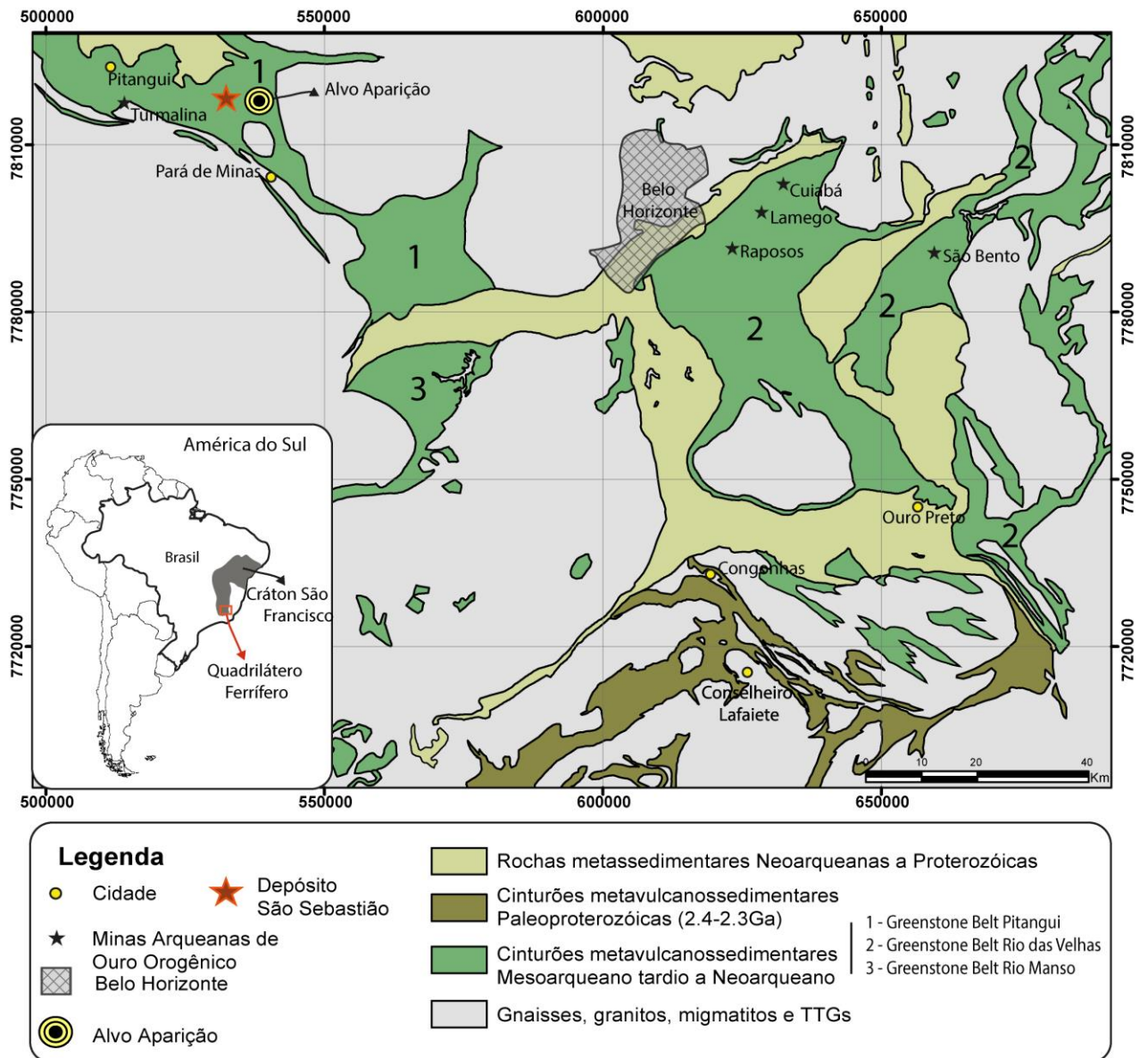
(c) *Greenstone belts* e raízes de arcos paleoproterozóicos (ex.: Rio das Mortes e Lagoa Dourada, respectivamente) acrecionados durante a colagem Riáciana-Orosiriana ao bloco composto pelos terrenos arqueanos recobertos pelo Supergrupo Minas.

(d) Unidades metassedimentares posteriores à Orogenia Minas, pertencentes ao Supergrupo Espinhaço (Paleoproterozóico) e ao Grupo Bambuí (Ediacarano).

O Quadrilátero Ferrífero (Figura 3) ocupa um lugar de destaque nessa região, sendo amplamente estudado em função das importantes atividades econômicas geradas pelas lavras de ferro (BIFs tipo Lago Superior da Formação Cauê, Supergrupo Minas) e ouro (Dorr, 1969; Alkmim e Marshak, 1998). O Quadrilátero Ferrífero constitui um distrito metalogenético conhecido mundialmente por centenas de ocorrências de depósitos minerais, tendo produzido ouro desde o século XVIII. Possui depósitos auríferos de classe mundial, como Morro Velho e Cuiabá e foi a região mais importante em produção no Brasil até a década de 70 (Lobato *et al.*, 2001; Thorman *et al.*, 2001). A maior parte da produção de ouro do Quadrilátero Ferrífero tem como fonte principal as rochas do Grupo Nova Lima, com reservas estimadas que excedem 1,000 toneladas de Au (Lobato *et al.*, 2001b).

A região do Quadrilátero ferrífero possui aproximadamente 700 km<sup>2</sup> (Almeida, 1967; Almeida e Hasui, 1984).

O Quadrilátero Ferrífero é subdividido (Dorr, 1969, Machado e Carneiro, 1992; Machado *et al.*, 1989; Alkmim e Marshak, 1998; Baltazar e Zucchetti, 2007; Figura 4); em complexos granito-gnáissicos arqueanos com idade superior a 2,9Ga; *greenstone belts* arqueanos com 3,0 a 2,7 Ga; Supergrupo Minas, de idade paleoproterozóica e, por fim, Grupo Itacolomi (2,1Ga) e Supergrupo Espinhaço (1,8-1,0Ga). A evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero ocorreu em três períodos. O mais antigo, entre 2,8 e 2,67 Ga, corresponde à formação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e a Orogenia Rio das Velhas. Na sequência ocorre o Evento Riacciano-Orosiriano (os termos Transamazônico e Orogenia Minas também são utilizados) entre 2,1 e 1,9 Ga. Os registros desse evento são bastante comuns na região (Ladeira, 1980; Machado 1989; Machado e Carneiro, 1992; Machado *et al.*, 1996; Noce *et al.*, 2005; Baltazar e Zucchetti, 2007). Por último ocorreu a orogenia Brasileira no período de 650 a 500Ma (Baltazar e Zucchetti, 2007), afetando apenas a parte leste do Quadrilátero Ferrífero.

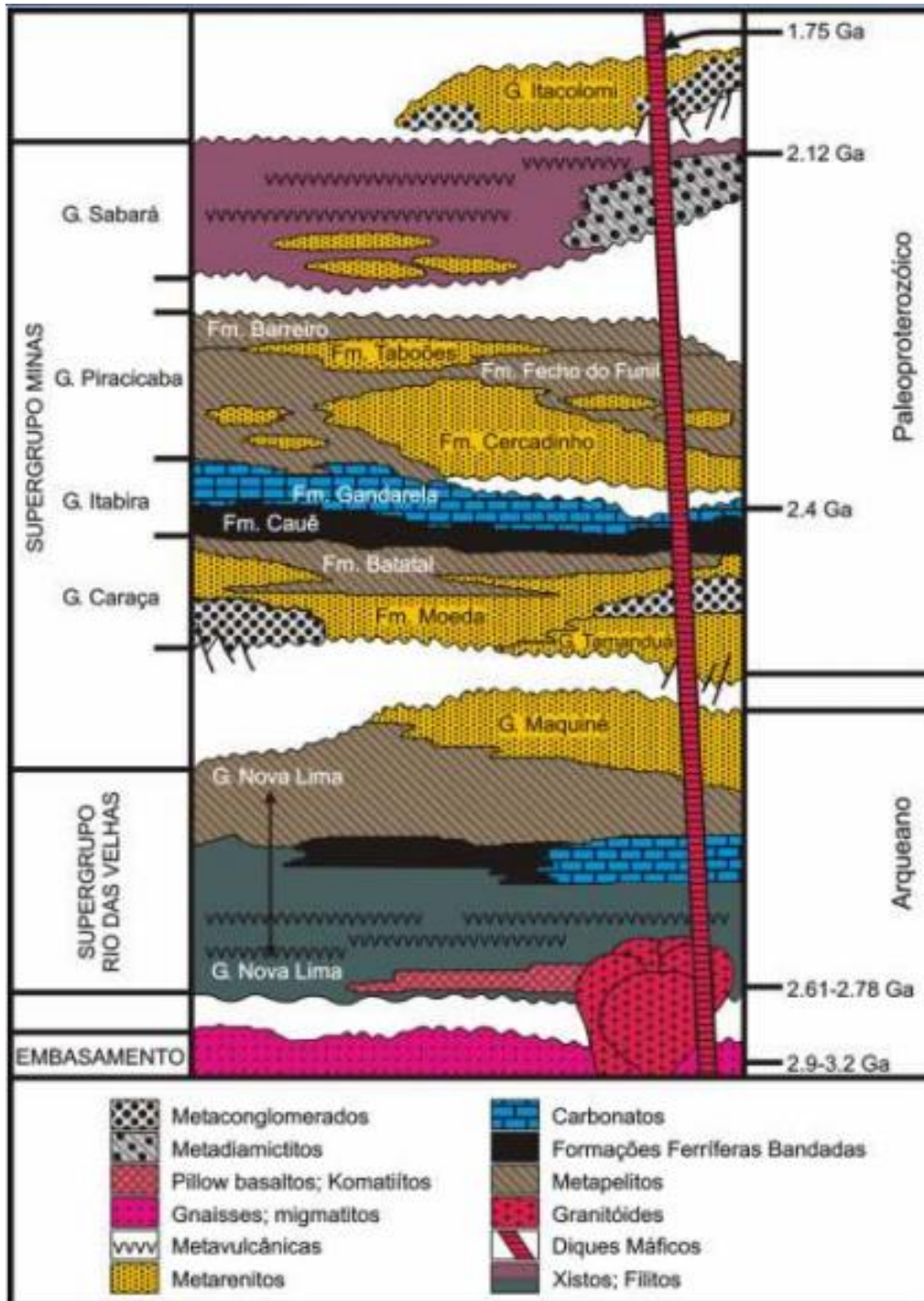


**Figura 3** - Configuração geológica regional do Quadrilátero Ferrífero no setor sul do Cráton de São Francisco. O mapa também mostra a localização do Depósito São Sebastião e do Alvo Aparição, no *Greenstone Belt* Pitangui, entre as cidades de Pitangui e Pará de Minas. Modificado de Brando Soares *et al.*, (2017).

Os terrenos granito-gnáissicos constituem-se por TTGs (tonalito-trondhjemito-granodiorito) com idade entre 3,38 Ga e 2,9 Ga e granitóides neoproterozoicos a paleoproterozoicos (Baltazar e Zucchetti, 2007; Noce *et al.*, 2007).

O Supergrupo Rio das Velhas (vide item 2.1) é uma associação neoproterozoica metavulcanossedimentar que ocorre sobreposta ao embasamento arqueano do Cráton São Francisco. Foi dividido nos grupos Nova Lima e Maquiné (Dorr, 1969;

Baltazar e Pedreira 1996, Zucchetti *et al.*, 1998, Noce *et al.*, 2005, Baltazar & Zucchetti 2007).



**Figura 4** - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. Modificado de Alkmim e Marshak, 1998.

O Supergrupo Minas é uma unidade predominantemente metassedimentar, sendo subdividido em quatro grupos. Os três inferiores, Caraça, Itabira e Piracicaba com

deposição de 2,67 a 2,4 Ga representam o registro de um rifte seguido de margem passiva (Koglin *et al.*, 2014). O Grupo Sabará, unidade superior, registra sedimentação em uma bacia de antepaís de 2,1 Ga a 2,0 Ga (Machado *et al.*, 1996; Reis *et al.*, 2002; Koglin *et al.*, 2014).

O Grupo Itacolomi constitui uma unidade metassedimentar de quartzitos, filitos e metaconglomerados polimíticos e idade máxima de 2,17 Ga (Alkmim e Marshak, 1998).

As rochas do Supergrupo Espinhaço ocorrem no norte do Quadrilátero Ferrífero, correspondendo a metaconglomerados, quartzitos e raras rochas metavulcânicas (Knauer, 2007). Rochas calcáreas ediacaranas estão incluídas no Grupo Bambuí e registram uma bacia de margem passiva que evoluiu para uma bacia *foreland*, quando prevaleceu a sedimentação continental (Zalán e Silva 2012).

## 2.1 **Greenstone Belt Rio das Velhas**

O *Greenstone Belt* Rio das Velhas constitui uma faixa arqueana (Figura 3), de metamorfismo fácies xisto verde com rochas metavulcânicas basálticas, komatiíticas, riolíticas, BIFs (tipo Algoma) e metassedimentos terrígenos e químicos (Dorr 1969, Shorscher 1978, Ladeira 1980, Ladeira 1981, Noce *et al.*, 1990; Baltazar & Zucchetti 2007). O *Greenstone Belt* Rio das Velhas é considerado o maior cinturão metavulcanossedimentar do Quadrilátero Ferrífero, cobrindo uma área de aproximadamente 4000 km<sup>2</sup> e possui geometria NW-SE (Machado e Carneiro, 1992, Noce *et al.*, 2005, 2007, Baltazar e Zucchetti, 2007). Ele é interpretado como representando o registro de fragmentos oceânicos e de arcos vulcânicos amalgamados durante a Orogenia Rio das Velhas (2,72 a ~ 2,65Ga). Em termos de litoestratigrafia formal, o *Greenstone Belt* Rio das Velhas é composto pelo Supergrupo Rio das Velhas, que contém os Grupos Nova Lima e Maquiné (Figura 5).

O Grupo Nova Lima, compreende três partes distintas. Na base há predomínio de rochas metavulcânicas toleítica-komatiíticas associadas a rochas metassedimentares, metavulcanoclásticas e metavulcânicas félsicas com idades de 2,9 Ga a 2,78 Ga. Sobre essas rochas dispõem-se uma associação de rochas metassedimentares clásticas e químicas com metagrauvas turbidíticas distais e rochas metavulcânicas félsicas com 2,74 Ga de idade. Segue-se uma unidade com



2,7Ga composta por rochas metavulcanoclásticas e metaturbiditos (Baltazar e Zucchetti, 2007).

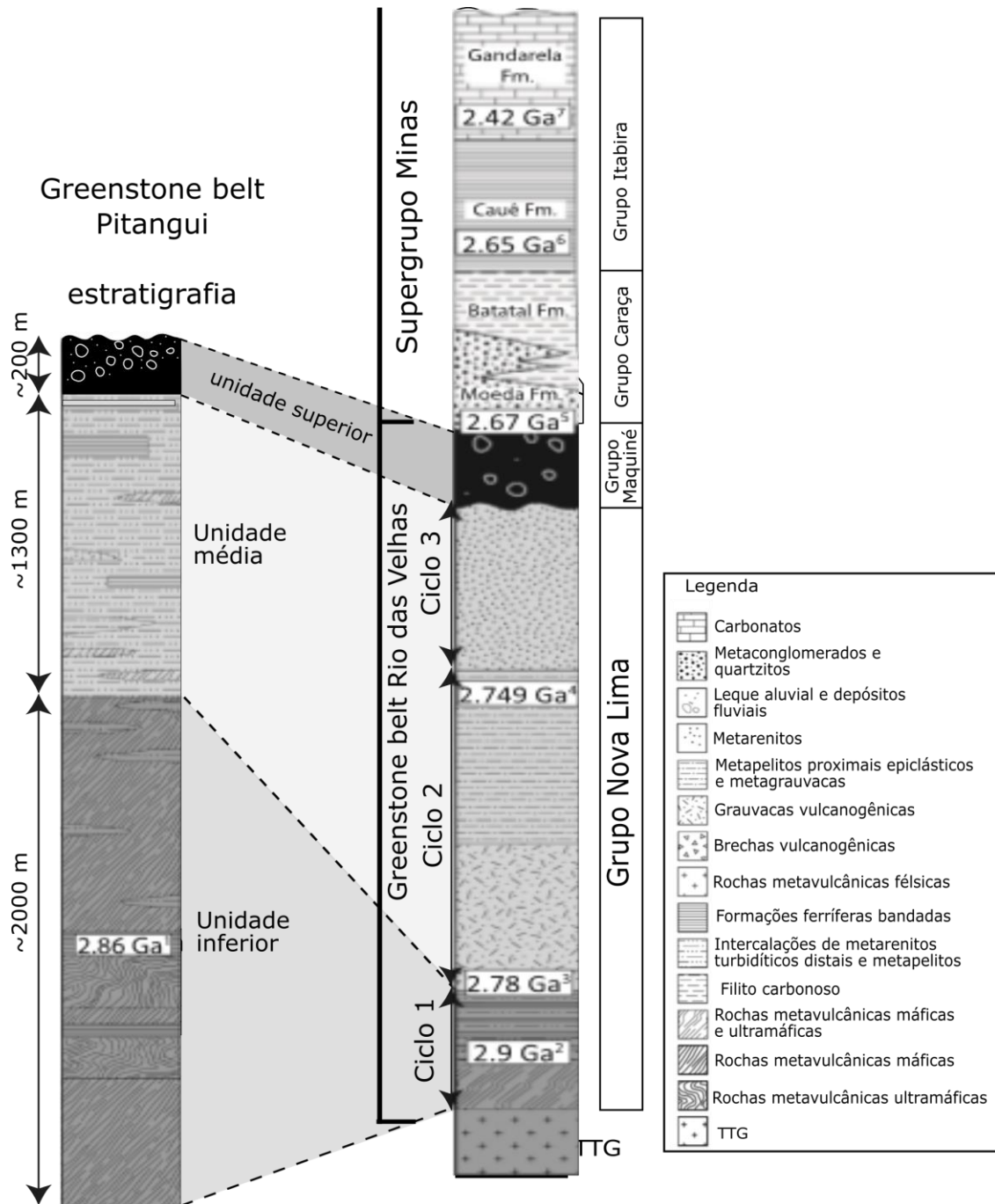
O Grupo Maquiné se sobrepõe ao Grupo Nova Lima ao longo de uma discordância angular. É formado por sedimentos marinhos e fluviais (O'Rourke, 1957; Gair, 1962; Dorr 1969; Machado *et al.*, 1996; Baltazar e Pedreira 1998). O *Greenstone Belt* Rio das Velhas foi deformado durante três grandes eventos tectônicos, o evento orogênico Rio das Velhas (2,75-2,67 Ga), a orogenia Minas (2,1 Ga) e o Evento Brasileiro (0,65 - 0.50 Ga)– registrado apenas no setor oriental do Quadrilátero Ferrífero (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Alkmim e Marshak, 1998; Lobato *et al.*, 2001; Noce *et al.*, 2005, 2007; Baltazar e Zuchetti, 2007; Teixeira *et al.*, 2015).

## **2.2 Geologia *Greenstone Belt* Pitangui**

O *Greenstone Belt* Pitangui (Figura 5) é tido tradicionalmente como sendo uma continuação do Rio das Velhas, separado do cinturão principal por tectônica e/ou ascensão de complexos dômicos (Romano, 2007; Romano *et al.*, 2013). Ele é formado por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, classificadas como clorita-xistos e talco-xistos, respectivamente. Estas rochas apresentam intercalações de formações ferríferas bandadas, metapelitos, metarenitos e filitos carbonosos. O *greenstone* é cercado por domos TTGs e intrudido por rochas granitóides arqueanas, como o batólito de Pequi, o complexo de Belo Horizonte, o batólito Florestal, o *stock* da Jaguará e o Domo de Itaúna, como mostra a Figura 6.

### **2.2.1 Metamorfismo e Geologia Estrutural**

As paragêneses minerais metamórficas são características de fácies xisto-verde alta (clorita, talco, biotita, actinolita e sericita) gradando para fácies anfíbolito baixo onde há presença de grunerita-cummingtonita e hornblenda, em menor volume, nas BIFs. Romano (2007) considera a mesma sequência como sendo de fácies anfíbolito baixo a médio.



**Figura 5** - Correlações litoestratigráficas e cronoestratigráficas entre os *greenstone belts* Pitangui e Rio das Velhas (estratigrafia do Rio das Velhas de Baltazar e Zucchetti (2007)). O Supergrupo Minas, sobreposto ao Supergrupo Rio das Velhas, tem sua estratigrafia adaptada de Dorr (1969), Cabral *et al.*, (2013) e suas referências. Adaptado de Brando Soares *et al.*, (2107).

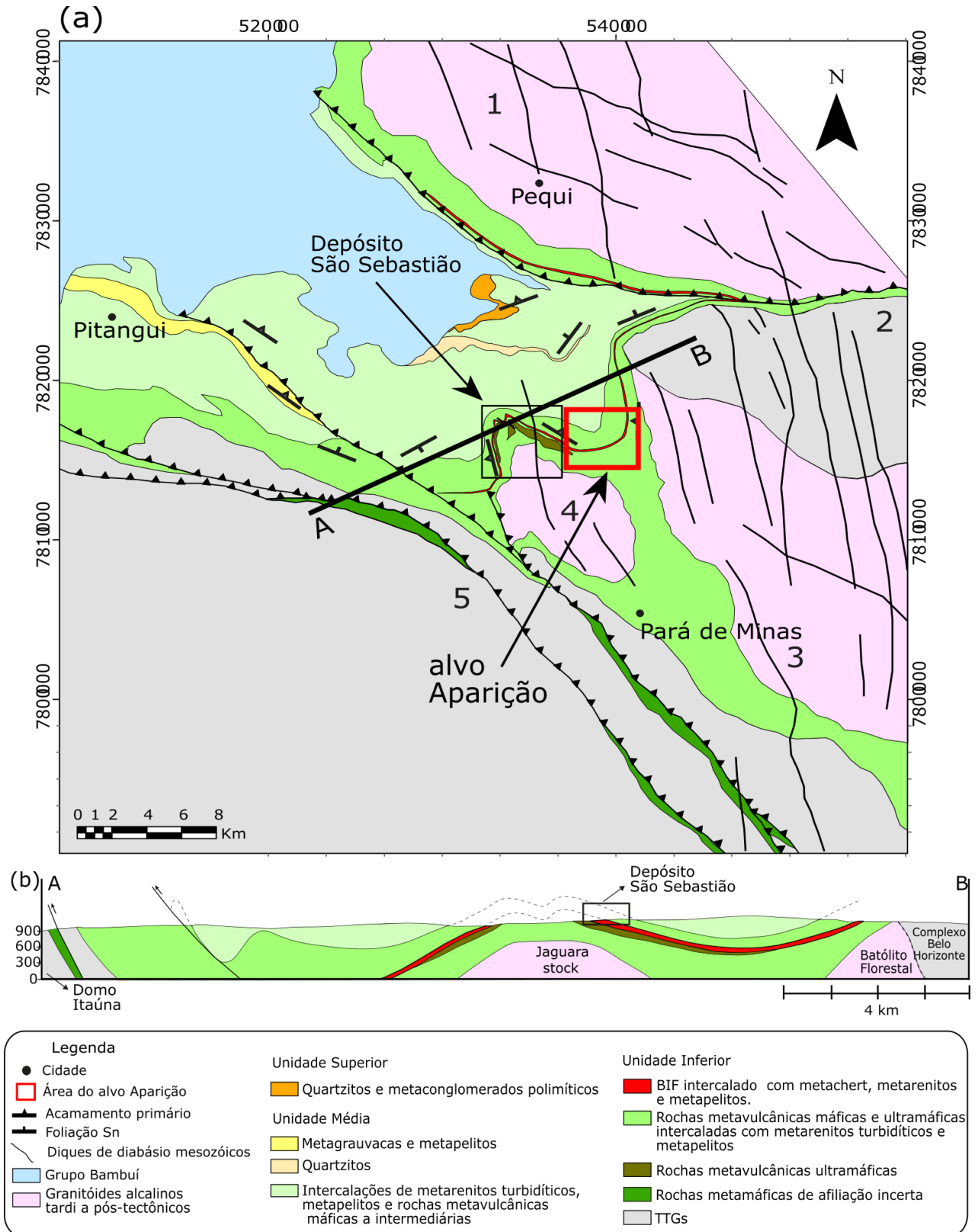
Baltazar e Zucchetti (2007) definiram um evento regional de deformação arqueano (empurrões de NE para SW a cerca de 2,75-2,67 Ga) para a região do Quadrilátero Ferrífero mais a leste. Os *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas e

terrenos TTGs fazem parte do “orógeno Rio das Velhas” descrito por Machado e Carneiro, 1992 e Machado *et al.*, 1989).

O *Greenstone Belt* Pitangui compreende um sinclínrio de direção NW, cercado por domos gnáissicos e intrusões granitóides tardias (Figura 6). Três eventos de deformação (D1 a D3) podem ser distinguidos dentro do *Greenstone Belt* Pitangui (SRK consultoria e IAMGOLD Corporation, 2014; Cabral e Corrêa Neto, 2015; Brando Soares *et al.*, 2017). Esses eventos são caracterizados pelas seguintes características: D1 gera a foliação S1 (a principal, tangencial ao acamamento sedimentar relícto), com mergulho para nordeste, dobras isoclinais e zonas de cisalhamento também tangenciais ao acamamento. D2 gera dobras abertas com eixos SE-NW e planos axiais mergulhando para NE. Ela afeta as dobras isoclinais e zonas de cisalhamento anteriores, sendo também responsável pela formação de uma clivagem de crenulação. D3 é caracterizada por dobras abertas com eixos plungeando para nordeste e associado à foliação S3 (espaçada ou de crenulação). A semelhança entre as orientações das estruturas D1 e D2 pode indicar o desenvolvimento durante um único evento de deformação progressiva, que pode estar associada a Orogenia Rio das Velhas (2,72 a ~ 2,65Ga), vide Brando Soares *et al.*, (2017).

### **2.2.2 Estratigrafia do *Greenstone Belt* Pitangui**

A geologia do *Greenstone Belt* Pitangui, como foi descrita por Romano (2007), pode ser dividida em duas unidades, inferior e superior (Figuras 5 e 7). A unidade inferior é composta por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas, intercaladas com formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, metagrauvaca turbidítica e rochas metapelíticas ricas em carbono. A unidade superior compreende rochas metassedimentares clásticas que incluem metagrauvas turbidíticas e filitos carbonosos. Mais recentemente, Brando Soares *et al.*, (2017), revisaram a estratigrafia do *Greenstone Belt* Pitangui, e o dividiram em três unidades litoestratigráficas informais: Unidade Inferior, Unidade Intermediária e Unidade Superior.



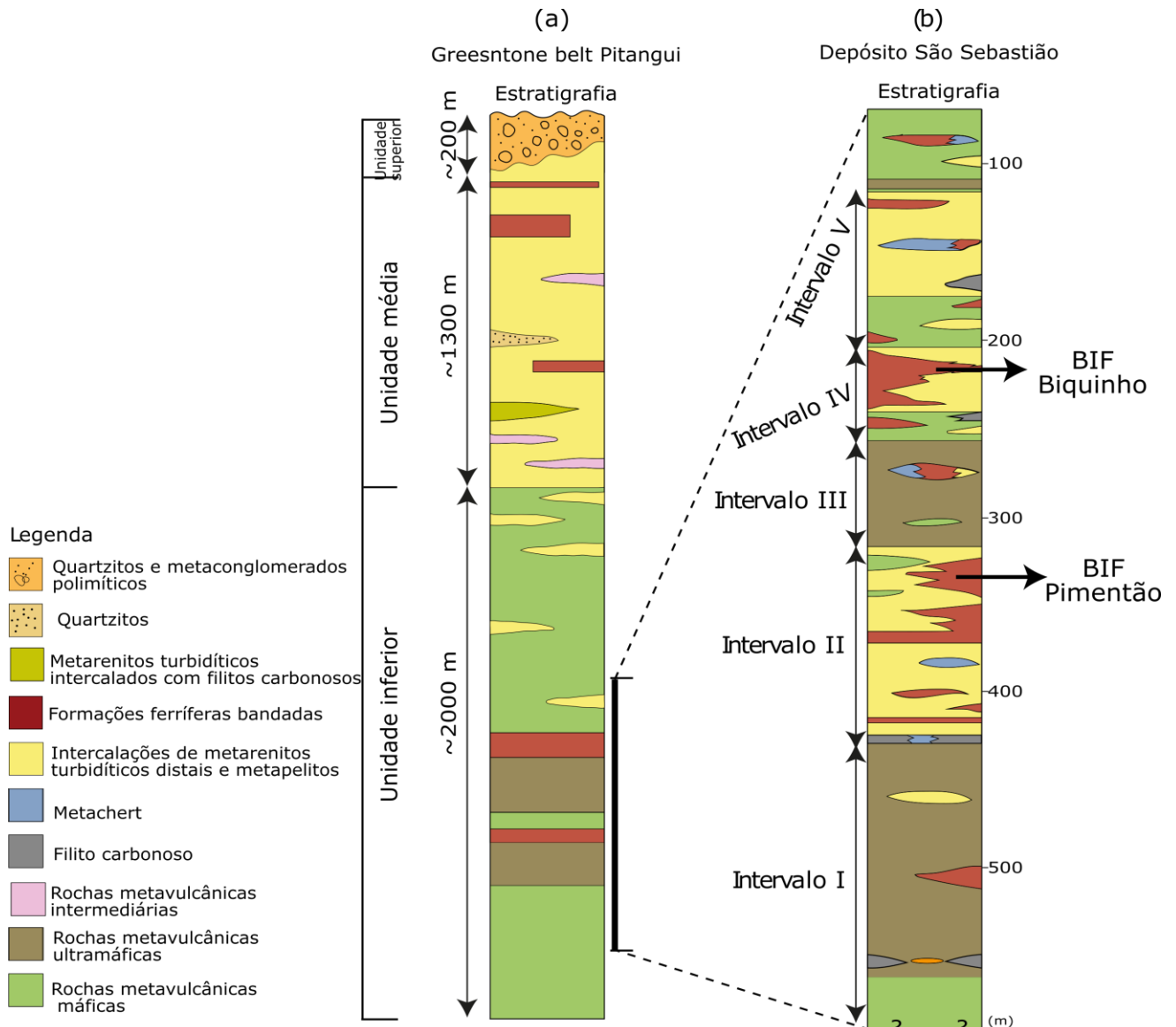
**Figura 6** - (a) Esboço geológico do *Greenstone Belt* Pitangui e área circundante, com localização do Alvo Aparição e do Depósito São Sebastião. 1 - Batólito de Pequi; 2 - complexo de Belo Horizonte; 3 - Batólito Florestal; 4 - Jaguará stock; 5 - Domo de Itaúna. (b) Secção geológica A - B ao longo do GB Pitangui. Adaptado de Brando Soares *et al.*, (2017).

A Unidade Inferior é composta por rochas metavulcânicas, variando de basaltos a basaltos komatiíticos, diferenciadas entre clorita-xistos e talco-xistos. Os registros de fluxos de lava são caracterizados pela presença de zonas de textura afanítica e eventualmente amigdalóides preservadas. A presença de estruturas almofadadas (*pillow lavas*) nesta unidade é citada por Ladeira (1981) e Romano (2007); tais estruturas não foram identificadas de modo seguro nos testemunhos de sondagem do Alvo Aparição. Esta unidade aflora nas porções sudoeste, norte e leste do *greenstone belt*. Em meio aos derrames de lavas ocorrem níveis dominados por sedimentação clástica e química, o maior dos quais pode ser seguido por cerca de 20km ao longo do *strike*. Esses níveis são compostos por BIFs magnetíticos, metacherts, metarenitos turbidíticos e metapelitos carbonosos.

A Unidade Intermediária é caracterizada por uma intercalação de rochas metassedimentares clásticas como metapelitos e metarenitos, e rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas (metadacitos e metandesitos). O contato com a Unidade Inferior é definido por um aumento gradual nas rochas metassedimentares clásticas e progressivo predomínio de rochas metavulcânicas intermediárias em relação às basálticas. As camadas de BIFs são mais descontínuas do que na unidade inferior. Os metarenitos tornam-se mais comuns da base para o topo da unidade, enquanto as rochas metavulcânicas passam a ser mais raras. A Unidade Superior é formada por metaconglomerados polimíticos que contêm clastos de BIFs, rochas metavulcânicas, metacherts, metarenitos impuros e quartzitos.

### **2.3 Depósito São Sebastião**

O Depósito São Sebastião é um depósito de ouro recentemente descoberto (SRK consultoria e IAMGOLD Corporation, 2014, Cabral e Corrêa Neto, 2015, Brando Soares *et al.*, 2017; Figuras 1(a), 3, 6 e 7). Os trabalhos de pesquisa mineral iniciaram-se em 2008. O depósito possui 679 KozAu a um teor médio de 5ppm Au, passível de lavra subterrânea.



**Figura 7** - (a) Coluna estratigráfica esquemática do *Greenstone Belt* Pitangui. (b) Estratigrafia do depósito de São Sebastião mostrando os intervalos de I a V (adaptado de Brando Soares, *et al.*, 2017).

O Depósito São Sebastião situa-se próximo a uma intrusão granitóide (Granito Jaguará), em uma área de mudança de *trends* estruturais (Figura 6). O depósito está localizado no flanco nordeste do anticlinal da Jaguará, uma dobra D2 aberta assimétrica com vergência para sudoeste e cujo eixo tem caimento para noroeste. A mineralização do ouro é associada a zonas de sulfetos disseminados ou, mais raramente maciços, hospedados em formações ferríferas bandadas. As zonas mineralizadas possuem, de maneira geral, direção noroeste com mergulho nordeste, localmente com variações que estão relacionadas a dobras parasíticas ao longo dos flancos da dobra D2 e dobras tardias D3 (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014).

Este depósito é tido como um depósito de ouro orogênico arqueano (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014; Cabral e Corrêa Neto, 2015). A mineralização de ouro encontra-se em vários intervalos de formações ferríferas bandadas (bif), denominados, da base para o topo Pepino, Pimentão, Biquinho (o corpo principal) e Tomate. A mineralogia identificada nas zonas auríferas é caracterizada pela presença de sulfetos como pirrotita (o sulfeto predominate), arsenopirita, pirita e calcopirita (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014) além de menores quantidades de esfalerita e galena.

A estratigrafia do Depósito São Sebastião pode ser dividida (SRK Consulting & IAMGOLD Brasil, 2014; Brando Soares *et al.*, 2017) em cinco intervalos, nomeados de I a V (Figura 7), da base para o topo, que intercalam pacotes de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas (intervalos I, III e V) e rochas metassedimentares (intervalos II e IV). Os maiores corpos mineralizados se encontram hospedados nos dois pacotes de BIF mais contínuos da Unidade Inferior do *Greenstone Belt* Pitangui, que correspondem aos intervalos II e IV. Esses intervalos são dominados por rochas metassedimentares (BIFs, metarenitos, rochas metapelíticas carbonosas e lentes de metachert). No intervalo II, ocorrem três camadas principais de BIF com espessura de 1 a 30 metros, denominadas como BIF Pimentão. As camadas de BIF são separadas por camadas de metarenitos e entre os BIFs também são comuns algumas camadas de clorititos em bandas S (Trendall e Blockley, 1970; Kotschoubey *et al.*, 2016). O intervalo III separa os intervalos II e IV e apresenta outra camada de rochas metavulcânicas ultramáficas. No intervalo IV, assim como no intervalo II, predominam as rochas metassedimentares, com lentes metapelíticas na base e camadas de BIFs de 5 a 30 metros de espessura, neste intervalo os BIFs são denominados de BIF Biquinho (Brando Soares *et al.*, 2017).

### **3. METODOLOGIA**

Este trabalho foi realizado em duas etapas, primeiro, a etapa de campo para a descrição de testemunhos de furos de sondagem, e posteriormente, análises químicas de rocha total também se utilizando de amostras de subsuperfície coletadas pela IAMGOLD Brasil.

### 3.1 Etapa de campo

Foi realizada uma viagem de campo para o local da pesquisa, em Vila da Jaguara, distrito de Onça do Pitangui entre os dias 5 e 9 de dezembro de 2016 para a descrição dos testemunhos do Alvo Aparição.

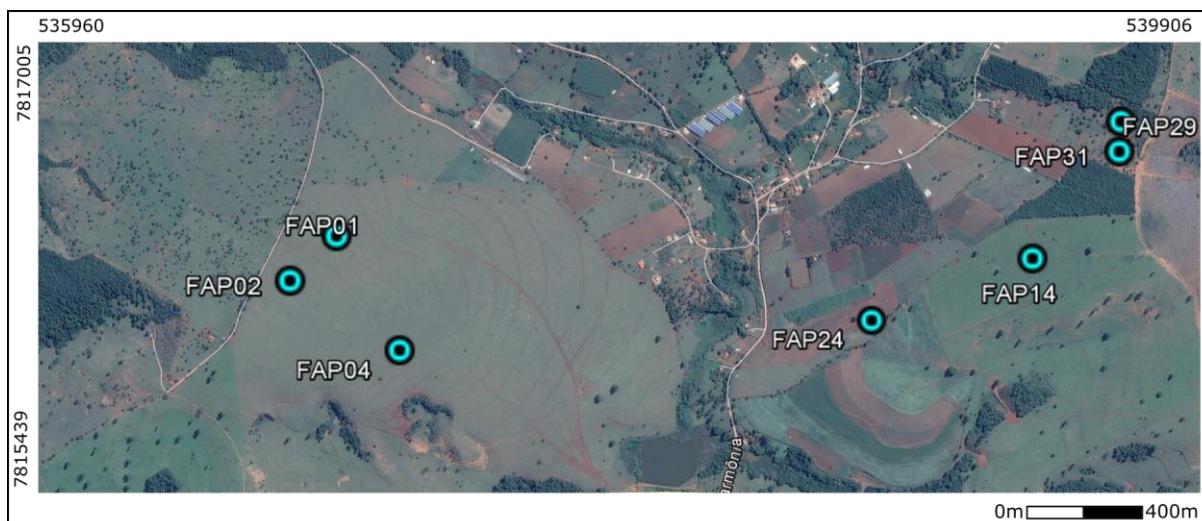
Foram selecionadas 6 testemunhos dentre os 29 furos disponíveis, a partir de testemunhos de sondagens diamantadas. Os furos estudados foram realizados entre 2014 e 2015 pela empresa IAMGOLD Brasil durante campanhas de pesquisa mineral na região. A localização das bocas dos furos está representada na Figura 8. Os furos descritos foram: FAP01, FAP02, FAP04, FAP14, FAP24 e FAP 29, totalizando 873.40 metros descritos, como mostra a tabela 1. Inicialmente, foi utilizada a escala 1:200 para obter o máximo de detalhe. As descrições foram centradas nos intervalos com BIFs.

Em seguida, foram confeccionadas colunas estratigráficas para cada furo, a partir das quais se realizou correlações entre eles, criando-se uma seção estratigráfica. Uma coluna estratigráfica sintética foi então elaborada a partir dessas correlações. Com base nesses produtos, foi possível comparar a estratigrafia do Alvo Aparição com os dados e perfis do Depósito São Sebastião para confirmar suas semelhanças e identificar as diferenças.

**Tabela 1** - furos de sondagem descritos

<b>Furo</b>	<b>Longitude (x)</b>	<b>Latitude (y)</b>	<b>De (m)</b>	<b>Até (m)</b>	<b>Total (m)</b>
FAP01	537069.124	7816321.49	274.25	289.10	14.85
FAP02	536927.018	7816176.439	67.85	238.50	170.65
FAP04	537272.414	7815947.639	84.40	113.75	29.35
FAP14	539347.42	7816243.734	90.20	287.40	197.20
FAP24	538844.151	7816036.22	186.95	267.85	80.90
FAP29	539629.262	7816690.828	43.70	424.15	380.45





**Figura 8** - Localização dos furos de sondagem descritos (FAP 01, FAP02, FAP04, FAP14, FAP24 e FAP29) e furos utilizados para amostragem para análise química de rocha total (FAP29 e FAP31). Imagem do *google earth* (acesso em 15 de março de 2017 – imagem digital globe/landsat 2016).

### 3.2 Análise geoquímica

Diversos autores investigaram os efeitos de alterações hidrotermais e/ou metamorfismo regional sobre as assinaturas geoquímicas originais das rochas magmáticas (ex.: Beswick & Soucie, 1978; Beswick, 1982; Winchester & Floyd, 1977; Humpris, 1984; Winchester, 1984; Winchester & Max, 1984, Michard, 1989, Morris & de Witt, 1997, Sugitani *et al.*, 2006). Valores de perda ao fogo elevados como os observados nas amostras estudadas (até 13,47%) associam-se à alterações sob condições de metamorfismo xisto-verde a anfibolito baixo ou hidrotermalismo. Em tais condições, as concentrações originais de elementos maiores e elementos com grandes íons litófilos (LILE- *large-ion-lithophile elements*) podem ser afetadas. Elementos terras raras e elementos com elevada força de campo (HFSE- *high-field-strength elements*) são considerados imóveis e são portanto menos afetados pelos supracitados fenômenos (ex.: Dostal *et al.*, 1980; Rollinson, 1993; Jochum & Verma, 1996; Morris & Wit, 1997, Said & Kerrich, 2009). Sendo assim, durante o estudo foi dada preferência ao uso desses elementos para caracterizar a litogeoquímica das rochas do Alvo Aparição.

Foram utilizadas sete amostras de rocha para as análises (tabela 2, em anexo), uma no furo FAP29 e as outras seis ao longo do FAP31 (numeradas de 1 a 7), onde foram selecionados os trechos de menor deformação para uma melhor caracterização

das rochas. As amostras para o estudo foram analisadas nos laboratórios *ALS Chemex*. Para as análises de rocha total foram identificados 14 elementos maiores, além da perda ao fogo (LOI), e 53 elementos menores e traços, como ilustrado na tabela 2. O método utilizado foi a fusão de borato de lítio e XRF, ME-XRF26. Maiores detalhes sobre os métodos de análise podem ser encontrados em <https://www.alsglobal.com/services-and-products/geochemistry/geochemistry-downloads> em *Services and Products/ Geochemistry downloads*.

De posse dos resultados, o próximo passo foi a utilização do Microsoft Office Excel e do GCDkit (*GeoChemical Data ToolKIT* versão 4.1; Janousek, *et al.*, 2006), utilizados para a caracterização e classificação litogeoquímica de rochas ígneas e para a confecção de gráficos.

Durante a análise dos diagramas, considerou-se que as tendências (*trends*) ou aglomerados (*clusters*) nos gráficos plotados contra SiO<sub>2</sub> e MgO apresentavam-se pouco nítidos ou muito dispersos. Por outro lado, os diagramas com Zr apresentaram padrões melhores, refletindo melhor as características de imobilidade desse elemento em caso de metamorfismo e hidrotermalismo. Sendo assim, serão expostos somente os diagramas com o Zr.

Através de gráficos de classificação das rochas e de ambientes tectônicos foi feita a comparação da geoquímica entre amostras de rochas metavulcânicas do Alvo Aparição com outras regiões, utilizando dados químicos de rocha total de trabalhos publicados. Foram utilizados dados do Depósito São Sebastião, estudado por Brando Soares *et al.*, (2017), dados de Melo Silva (2016), com rochas metavulcânicas da região oeste do *Greenstone Belt* Pitangui e por fim, dados de Zucchetti (2000) com rochas metavulcânicas da região leste do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Para melhor visualização da sobreposição entre as áreas, foram feitos polígonos que englobam as amostras plotadas nos gráficos para cada região.

## **CAPÍTULO II – RESULTADOS, DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

### **4. ESTRATIGRAFIA DO ALVO APARIÇÃO – CARACTERÍSTICAS GERAIS**

A estratigrafia do Alvo Aparição pode ser dividida em sete intervalos, I a VII, da base ao topo, em função da predominância de rochas metavulcânicas ou metassedimentares. Rochas metavulcânicas com composições máficas e ultramáficas predominam em quatro dos sete intervalos. De acordo com a Figura 14, as rochas metavulcânicas encontram-se nos intervalos I, III, V e VII. Os três intervalos restantes são dominados por rochas metassedimentares clásticas (metarenitos, metapelitos carbonosos) e químicas (BIFs e metacherts).

#### **4.1 Descrição de rochas**

##### **4.1.1 Rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas**

As rochas metavulcânicas ultramáficas são, de um modo geral, mais foliadas do que as rochas metavulcânicas máficas, apresentando-se como talco xistos de cor cinza escura a média; quando menos deformadas, são maciças e afaníticas (Figura 9). Os minerais principais são o talco, carbonato (calcita) e anfibólios (actinolita e hornblenda). Biotita e magnetita aparecem como minerais acessórios enquanto sulfetos (arsenopirita e pirrotita) são traço.

As rochas metavulcânicas máficas, em setores não afetados por deformação tectônica exibem preservadas texturas e tramas ígneas relíctas, sendo afaníticas a porfíricas. Nesse caso podem possuir matriz afanítica ou fanerítica fina equigranular. Nas partes internas dos derrames, texturas porfíricas com matriz fanerítica fina são mais frequentes, gradando para afaníticas nas margens dos derrames. Os fenocristais atualmente são pseudomorfos de carbonato e sericita formados a partir de cristais de plagioclásio. Quando deformados tectonicamente, as rochas metavulcânicas máficas são clorita talco xistos de cor cinza esverdeada. Seus minerais principais são a clorita, anfibólios (actinolita e rara hornblenda), tendo biotita, magnetita euédrica e sulfetos, como calcopirita e arsenopirita, como acessórios e traços.



**Figura 9** – Testemunho de sondagem de rocha metavulcânica ultramáfica cisalhada, tratando-se de um carbonato biotita talco xisto (FAP14~279m).

#### 4.1.2 Rochas metassedimentares

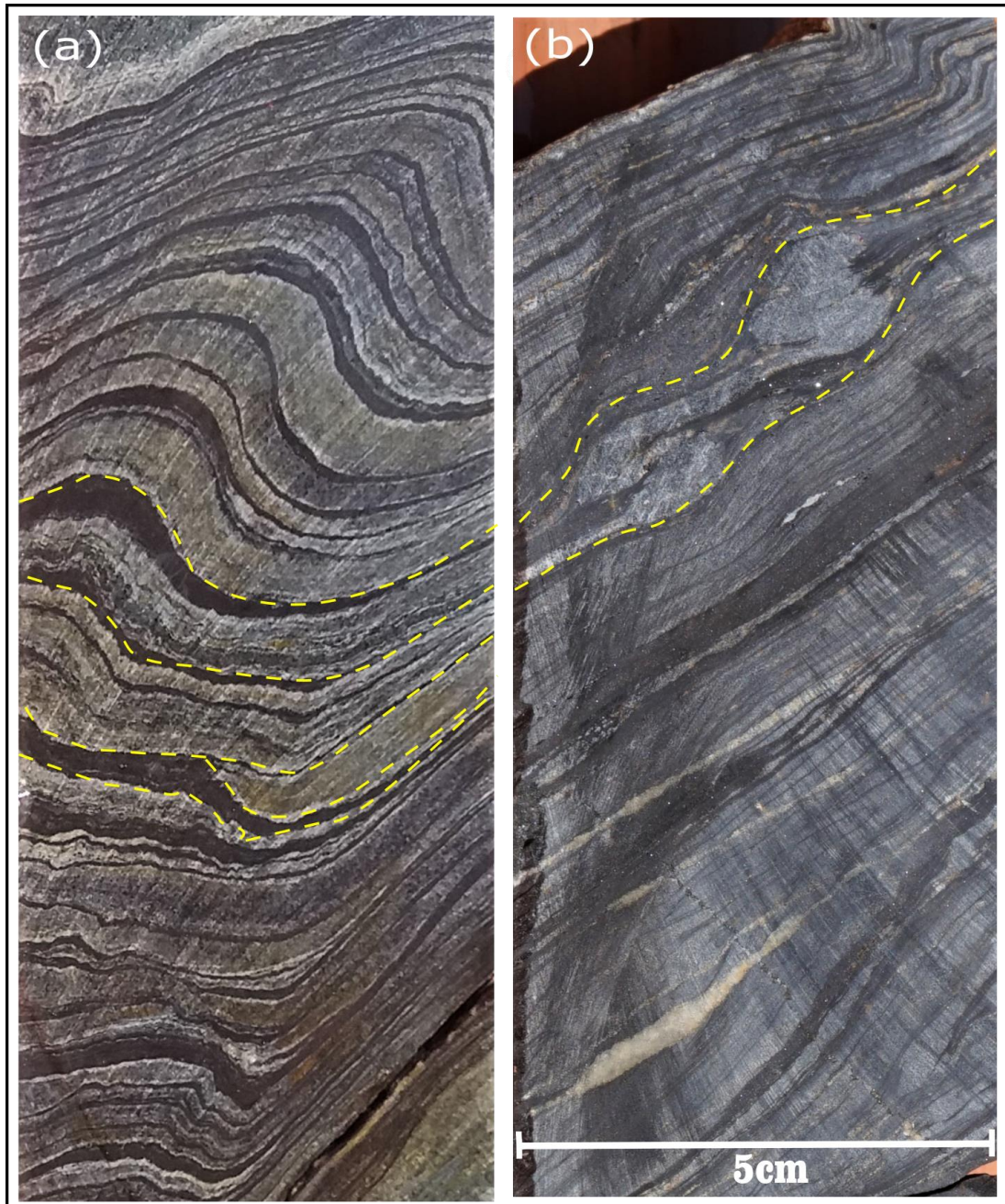
##### 4.1.2. a. Formações ferríferas bandadas (BIF)

São rochas que apresentam uma característica ritmicidade gerada pela intercalação de camadas e lâminas compostas por quartzo e, em menor quantidade de carbonatos e silicatos (anfíbólios e biotita), com outras compostas predominantemente por magnetita ou sulfetos (pirrotita, arsenopirita) quando em zonas hidrotermalizadas. Essas camadas e lâminas dispõem-se em micro, meso e macrobandas de minerais ricos em ferro, seguindo os critérios de Trendall e Blockley (1970).

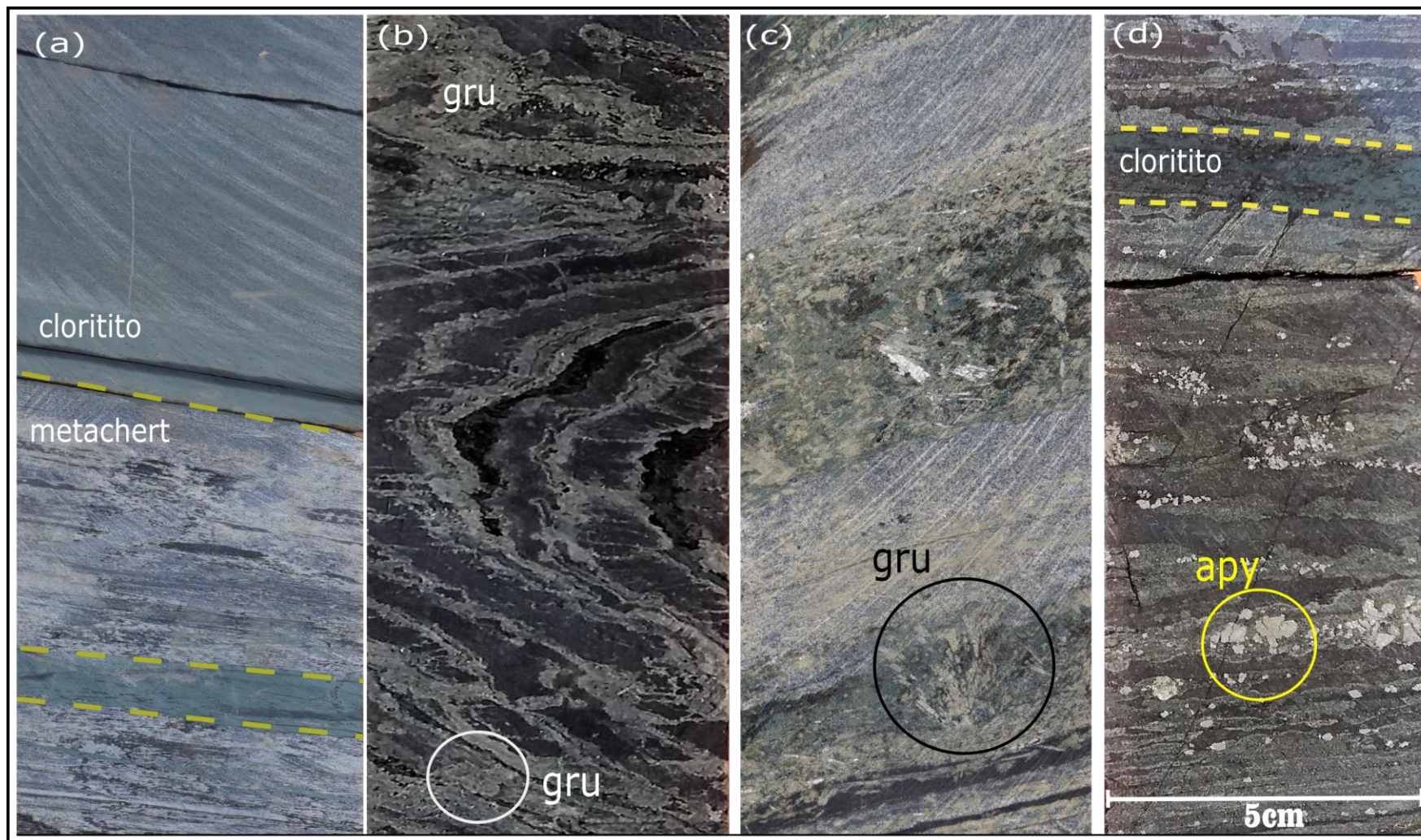
Em todos os BIFs estudados não hidrotermalizados a magnetita se apresenta como mineral predominante nos intervalos ricos em ferro. Com base na composição mineralógica das microbandas ricas em Fe, os BIFs não sulfetados foram separados nas “fácies” óxido e silicato. Os critérios para individualização dessas fácies foi a quantidade relativa de silicatos presentes nos BIFs. Uma terceira fácies, sulfeto, foi definida como sendo caracterizada pela predominância de sulfetos em relação à magnetita. Deve ser ressaltado que essas fácies não possuem conotação sedimentar, relacionada às condições de eH/Ph reinantes quando da deposição dos BIFs, como na proposta de classificação de James (1956, 1966). Referem-se apenas às composições mineralógicas das bandas e lâminas ricas em Fe.

Nas “fácies óxido” os BIFs apresentam microbandas ricas em Fe compostas predominantemente por cristais de magnetita xenomórfica (Figura 10). A “fácies

silicato” possui microbandas ricas em magnetita e em anfibólio (grunerita-cummingtonita – Figura 11 b/c). Já a “fácies de sulfetos” caracteriza-se por microbandas ricas em Fe onde sulfetos como pirrotita e arsenopirita predominam (Figura 11d). As microbandas pobres em ferro são caracterizadas principalmente por quartzo poligonizado, com quantidades variáveis de carbonato, rara sericita e grunerita-cummingtonita.



**Figura 10** – a) BIF dobrado, intercalando lâminas de chert e de magnetita, apresenta dobra posterior a boudinagem, relacionado a D2 (FAP02~135m). b) BIF mais fortemente deformado apresentando um veio de quartzo e carbonato dobrado e *boudinado* relacionado a D1 (FAP04~95m).



**Figura 11** - a) exemplo de cloritito intercalado com metachert (FAP24~210m); b) exemplo de BIF dobrado com crescimento de anfibólio (grunerita-cummingtonita) (FAP02~195m); c) intercalações de BIF com cloritito, com anfibólio radial em destaque (FAP29~125m); d) intercalação de BIF com clorititos e bandas de sulfeto, arsenopirita em detalhe (FAP24~249m). Apy=arsenopirita, gru=grunerita-cummingtonita.

#### **4.1.2 b. Bandas S e clorititos**

De acordo com a classificação proposta por Trendal e Blockey (1970), as bandas S podem ser de origem clástica e/ou vulcanoclástica. São classificadas em função de suas espessuras como micro a macrobandas e ocorrem entre as bandas e lâminas rítmicas dos BIFs. Representam períodos onde a deposição química foi suplantada pela clástica.

As bandas S com maior espessura do Alvo Aparição são compostas por intervalos de metarenitos que variam de 30cm (mesobandas) até 1,5 metros (macrobandas) de espessura. Bandas S compostas por metapelitos carbonosos são raras, estando geralmente presentes na parte inferior dos intervalos dominados por rochas metassedimentares.

As bandas S também podem ser formadas por clorititos. Se apresentam como uma rocha praticamente monominerálica, composta essencialmente por clorita (cerca de 95%), podendo haver quantidades variáveis de biotita, anfibólios (grunerita-cummingtonita, tremolita-actinolita) e minerais opacos, representados principalmente por magnetita euédrica disseminada em alguns trechos (Figura 11a). Os clorititos ocorrem como micro, meso ou macrobandas junto aos BIFs, podendo também, mais raramente, estar presentes em meio às rochas metavulcânicas máficas.

#### **4.1.2. c. Metachert**

Rochas cinza clara, médias, laminadas, que estão intercaladas com os BIFs e por vezes se apresentam como lentes ou camadas sempre no pacote de rochas metassedimentares. Pode haver sulfetos disseminados, como pirita ou calcopirita, que podem estar em lâminas paralelas ao bandamento ou laminação.

#### **4.1.2. d. Metarenitos e rochas metapelíticas**

Os metarenitos possuem cor acinzentada e são característicos dos intervalos dominados por rochas metassedimentares mas também podem estar intercalados em meio às rochas metavulcânicas máficas. Apresentam-se como bandas-S em

meio aos BIFs mas podem dominar volumetricamente os intervalos compostos por rochas metassedimentares. Nesses casos, dispõem-se em estratos de grande continuidade lateral entre as camadas de BIF, podendo também formar lentes.

Os metarenitos organizam-se em camadas com espessuras variando de 15cm a 1,5m. Tramas e estruturas sedimentares relíctas podem ser encontradas em setores menos deformados. Apresentam-se geralmente maciços. Suas bases têm contatos nítidos, por vezes ondulados, podendo ser observados ocasionalmente concentrações de grânulos. O topo dessas camadas pode apresentar laminação plano-paralela, gradando para metassiltitos e filitos. Caracteriza-se, portanto, uma granulodecrescência ascendente.

Os metarenitos são constituídos predominantemente de quartzo (Figura 12) (ocasionalmente como grânulos de cor azulada em amostra de mão), plagioclásio, biotita, muscovita, carbonato, turmalina e sulfetos.



**Figura 12** – Testemunho de sondagem com exemplo de metarenito com grânulos de quartzo azul (FAP29~170m).

#### 4.2 Intervalos descritos do Alvo de Aparição

Os intervalos do Alvo Aparição foram definidos após a correlação entre os perfis dos testemunhos descritos. O topo da camada do primeiro BIF identificado foi utilizado como camada guia para a correlação, como mostra a Figura 13.



O intervalo I (Figura 14) possui espessura relativa de 100 metros (considerando apenas as partes dos furos descritos, a espessura total pode ser maior) e é um pacote onde predominam rochas metavulcânicas ultramáficas. Derrames podem ocasionalmente ser identificados, separados por camadas de clorititos e raramente metapelitos carbonosos. Em sua parte intermediária tem-se rochas metavulcânicas máficas. No topo do intervalo há uma lente de BIF acompanhada de outra lente de metagrauvaca intersectada em apenas um dos furos descritos.

O intervalo II é composto por uma intercalação de camadas de BIF e de metarenitos. Internamente há 3 camadas principais de BIFs que são correlacionáveis ao longo de toda a seção, além de algumas lentes com continuidade lateral de aproximadamente 500 metros. As camadas de BIF possuem espessuras que variam de 2 a 15 metros, estando sempre acompanhados de bandas e lâminas de clorito. Os metarenitos se apresentam em duas camadas principais (espessuras entre 10m e 20m) correlacionáveis no mesmo trecho, além de algumas lentes menores. Neste intervalo também podem ser encontradas pequenas camadas ou lentes de rochas metapelíticas carbonosas e metachert.

O intervalo III se caracteriza pelo predomínio de rochas metavulcânicas máficas, ocorrendo em estratos (possíveis derrames) que possuem em média 50 metros de espessura. Este intervalo pode ser acompanhado por praticamente toda a seção estudada, ao longo de aproximadamente 3 quilômetros, com uma variação de espessura significativa (de 10 a 70 metros) em alguns trechos.

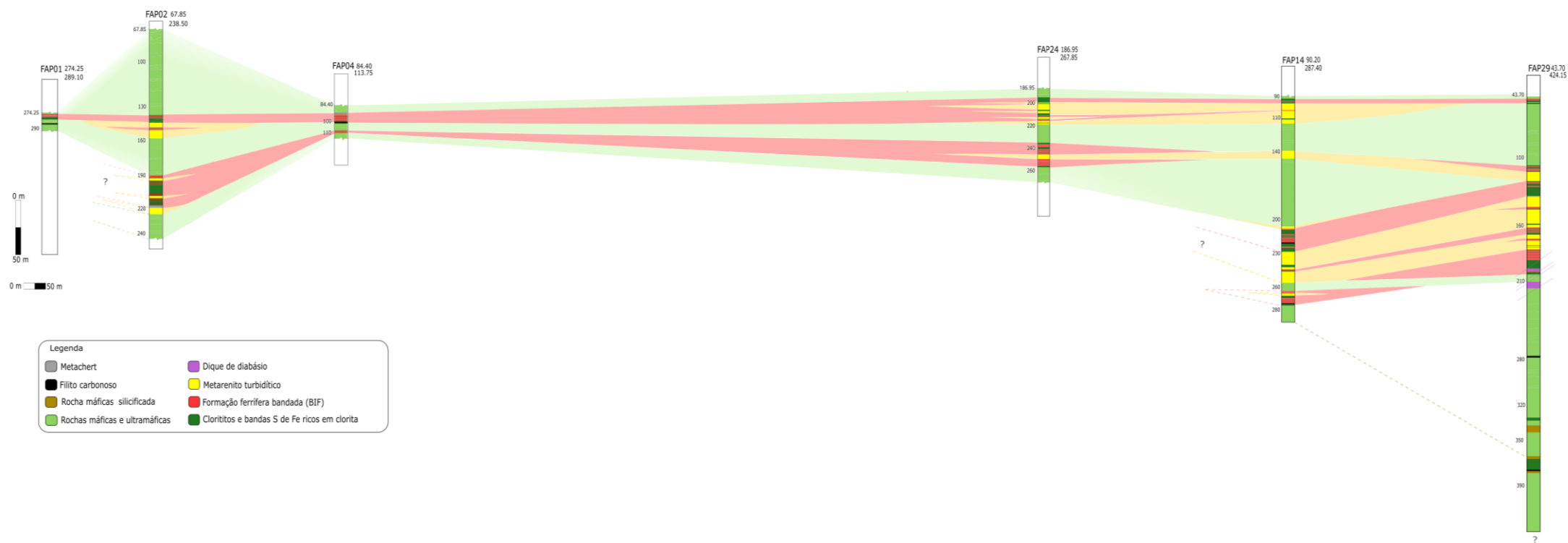
O intervalo IV é essencialmente dominado por BIFs, mas possui um trecho de metarenito que pode ser acompanhado lateralmente por pouco mais de 1 quilômetro e espessura quase constante de 5 metros. Mais acima, os BIFs tornam-se predominantes por 1,8 quilômetros no mesmo nível estratigráfico com variação de espessura entre 4 e 15m, e presença de lentes de metarenito.

O intervalo V, assim como o intervalo III, é composto por rochas metavulcânicas máficas, com derrames que possuem em média 40 metros de espessura, podendo ser acompanhado ao longo de toda a seção.

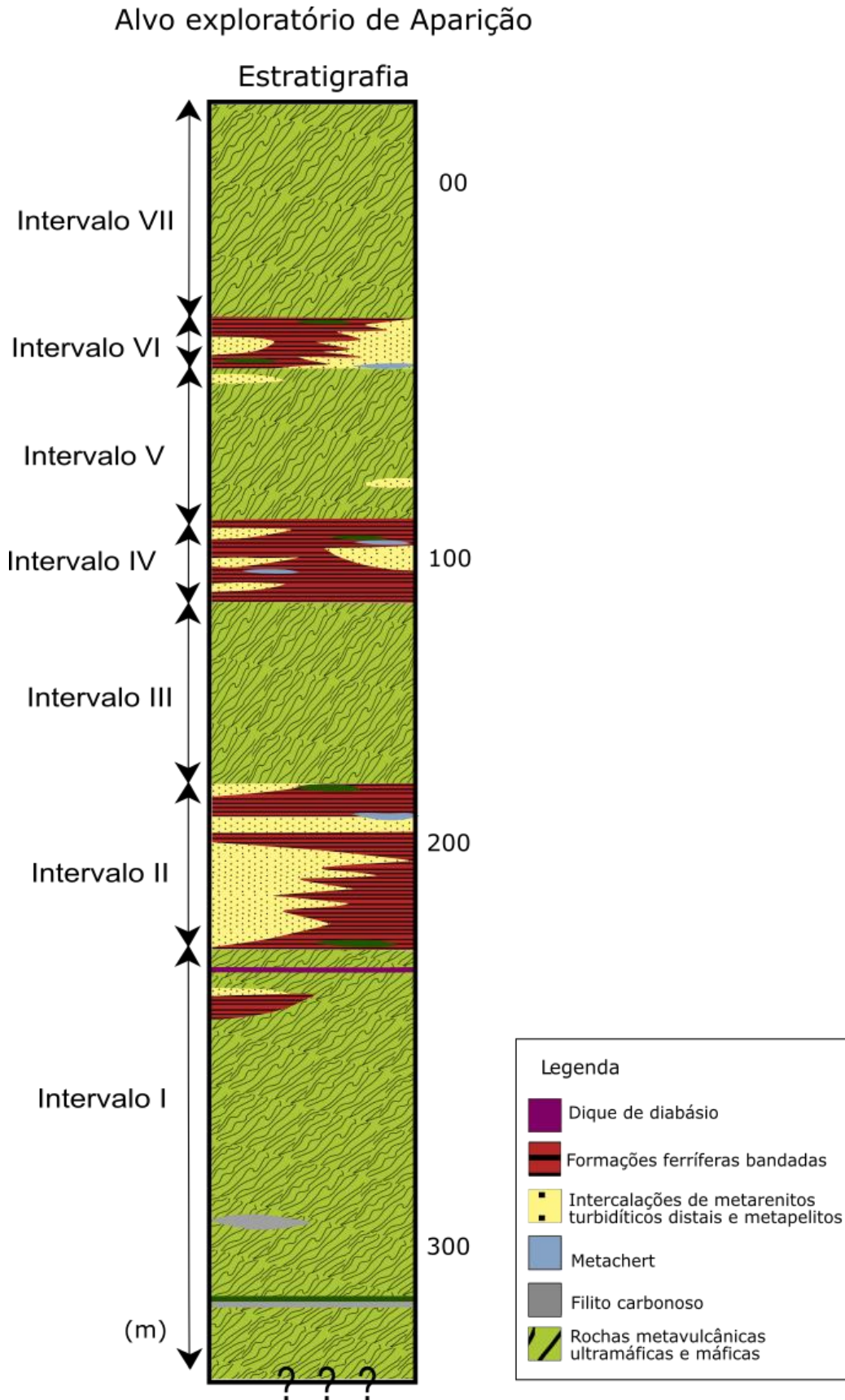
O intervalo VI, de maior continuidade lateral, que se estende por todos os furos, possui trechos dominados por rochas metassedimentares clásticas. Os metarenitos dispõem-se neste trecho em forma lenticular, com até 10 m de espessura. As camadas ricas em BIFs possuem de 3 a 12 metros de espessura, com bandas e lâminas de clorito e camadas de chert e metapelito intercaladas.

O intervalo VII é caracterizado por derrames metavulcânicos máficos e ultramáficos com aproximadamente 60 metros de espessura. É possível acompanhar esse intervalo por toda a seção ao longo de 3 quilômetros, com variação de espessura em alguns trechos.

## Correlação Litoestratigráfica do alvo Aparição



**Figura 13** – Correlação Litoestratigráfica dos furos descritos do Alvo Aparição - FAP01, FAP02, FAP04, FAP14, FAP24 e FAP29.



**Figura 14** - Estratigrafia do Alvo exploratório de Aparição, mostrando os intervalos de I a VII.

### 4.3 Metamorfismo e hidrotermalismo

As associações minerais indicam metamorfismo fácies xisto verde (clorita, biotita, talco, actinolita e sericita) na transição para a fácies anfibolito, dada a presença de raros cristais de hornblenda em alguns clorititos.

Os registros de hidrotermalismo são mais evidentes nos BIFs, onde zonas de sulfetação formadas a partir da substituição de magnetita por sulfetos (predomínio de pirrotita, com arsenopirita vindo em segundo lugar) estão presentes. Essas zonas são estrato-confinadas e podem atingir até cerca de cinco metros de espessura. Ao redor das zonas de sulfetação ocorrem zonas caracterizadas pela presença de anfibólios em agredados radiais (Figura 11c) que por sua vez são cercadas por zonas de carbonatação que podem estender-se para os outros tipos de rocha.

Zonas venuladas e silicificadas são observadas nas rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, preenchidas por quartzo, carbonato e sulfetos disseminados e esparsos como pirrotita e calcopirita/arsenopirita. Os veios possuem espessuras de 2cm a 30 cm, alguns encontram-se dobrados tendo a foliação principal como plano axial.

### 4.4 Geologia estrutural

O Alvo Aparição possui direção SE-NW a ESE-WNW. A foliação tectônica principal S1 se mostra tangencial ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ). S1 é uma foliação de plano axial às dobras D1 ou associada as zonas de cisalhamento D1. As dobras D1 são centimétricas a métricas, intrafoliais e abertas. Dobras D1 também podem ser observadas no interior das zonas de cisalhamento D1. Os filossilicatos e cristais de quartzo achatados definem a foliação D1. Indicadores cinemáticos (assimetria de dobras e *boudins*) apontam para transporte tectônico de NE para SW. Isso é compatível com o que foi descrito por Baltazar e Zucchetti, (2007) para a primeira deformação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas.

Dobras abertas assimétricas com vergência para SW e caimento para NW junto com a clivagem de crenulação S2 são produto da deformação D2. A deformação D3 gerou dobras abertas com eixos caindo para para NE.

## 5. CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA

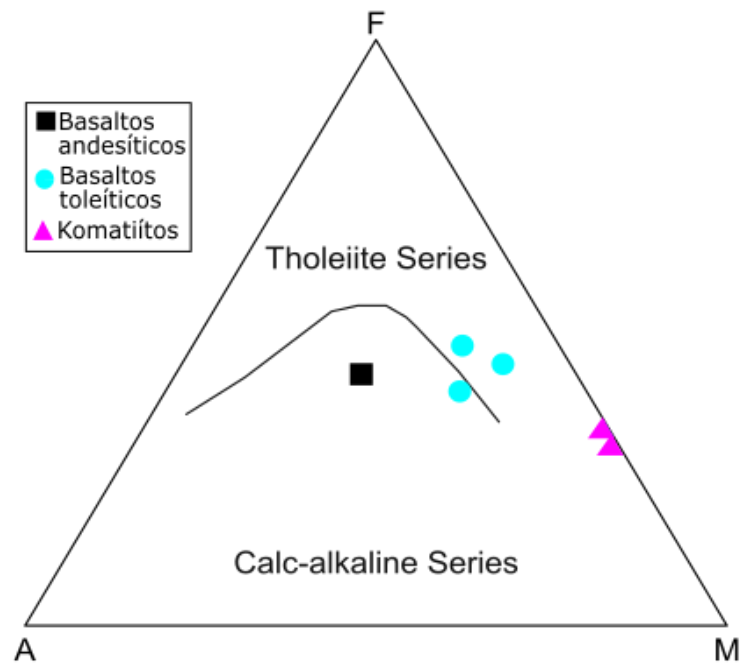
### 5.1 Classificação

No diagrama ternário AFM (Figura 15) de Irvine & Baragar (1971), as rochas analisadas tendem a se posicionar no campo da série toleítica. A amostra número 1 tem um comportamento cálcio-alcálico, se mostrando um pouco diferente das outras amostras.

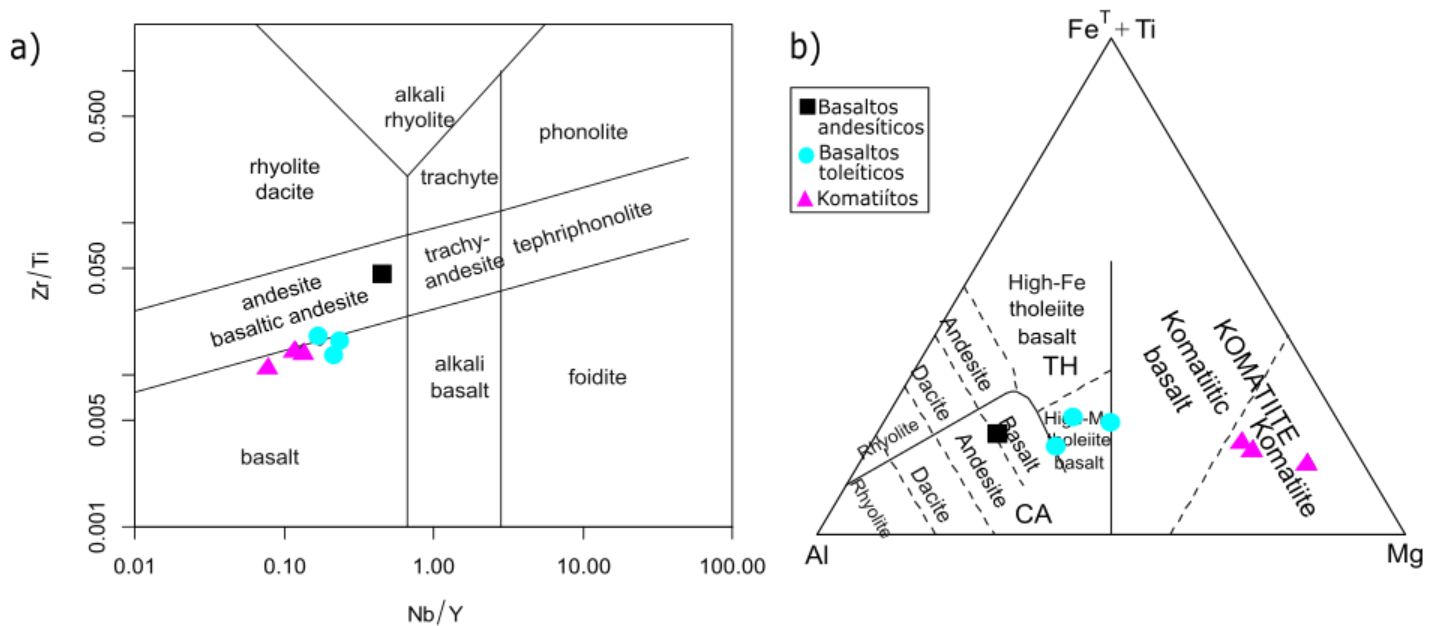
Para a classificação das rochas (Figura 16) foram utilizados os gráficos de Nb/Y - Zr/Ti (Pearce, 1996, Figura. 16a) e o diagrama ternário de Jensen (1998), Figura 16b. No gráfico Nb/Y - Zr/Ti, as amostras estudadas distribuem-se próximo à linha que divide basaltos de basaltos andesíticos, formando um aglomerado onde a maioria das amostras das rochas metavulcânicas do Alvo Aparição cai no campo dos basaltos. A amostra número 1 se comportou de forma diferenciada, exibindo composição claramente andesítica.

Os elevados teores de MgO e baixos valores para K<sub>2</sub>O como observado nas amostras de número 4 (MgO 20.8wt% e K<sub>2</sub>O 0.07wt%), 5 (MgO 21.9wt% e K<sub>2</sub>O 0.01wt%) e 6 (MgO 25.3wt% e K<sub>2</sub>O <0.01wt%) associados aos valores de SiO<sub>2</sub> (39.65-69.29 wt% indicam afiliações komatiíticas. No diagrama de Jensen (1976), como esperado, as amostras supracitadas revelam-se komatiitos, enquanto os basaltos mostram-se toleitos de alto Mg.

Nos diagramas de correlação com o Zr (Figura 17), os komatiitos e os basaltos toleíticos de alto magnésio organizam-se em *trends* com relação positiva nos gráficos com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SiO<sub>2</sub>, FeO, TiO<sub>2</sub>, Ba, Ce, La, Sr, Y e A/CNK. As correlações negativas foram observadas nos gráficos MgO (com variação entre 3.5 até 25.3 wt%), Cr, Ni e número de magnésio (mg). A amostra de andesito/basalto, por outro lado, frequentemente apresenta comportamento distinto, não fazendo parte desses *trends*.



**Figura 15** - Discriminação em séries para as rochas metavulcânicas do Alvo Aparição. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).



**Figura 16** - Classificação das rochas metavulcânicas do Alvo Aparição, de acordo com a) diagrama de Nb/Y - Zr/Ti, Pearce (1996), b) diagrama de Jensen (1998).

## 5.2 Spider diagrams

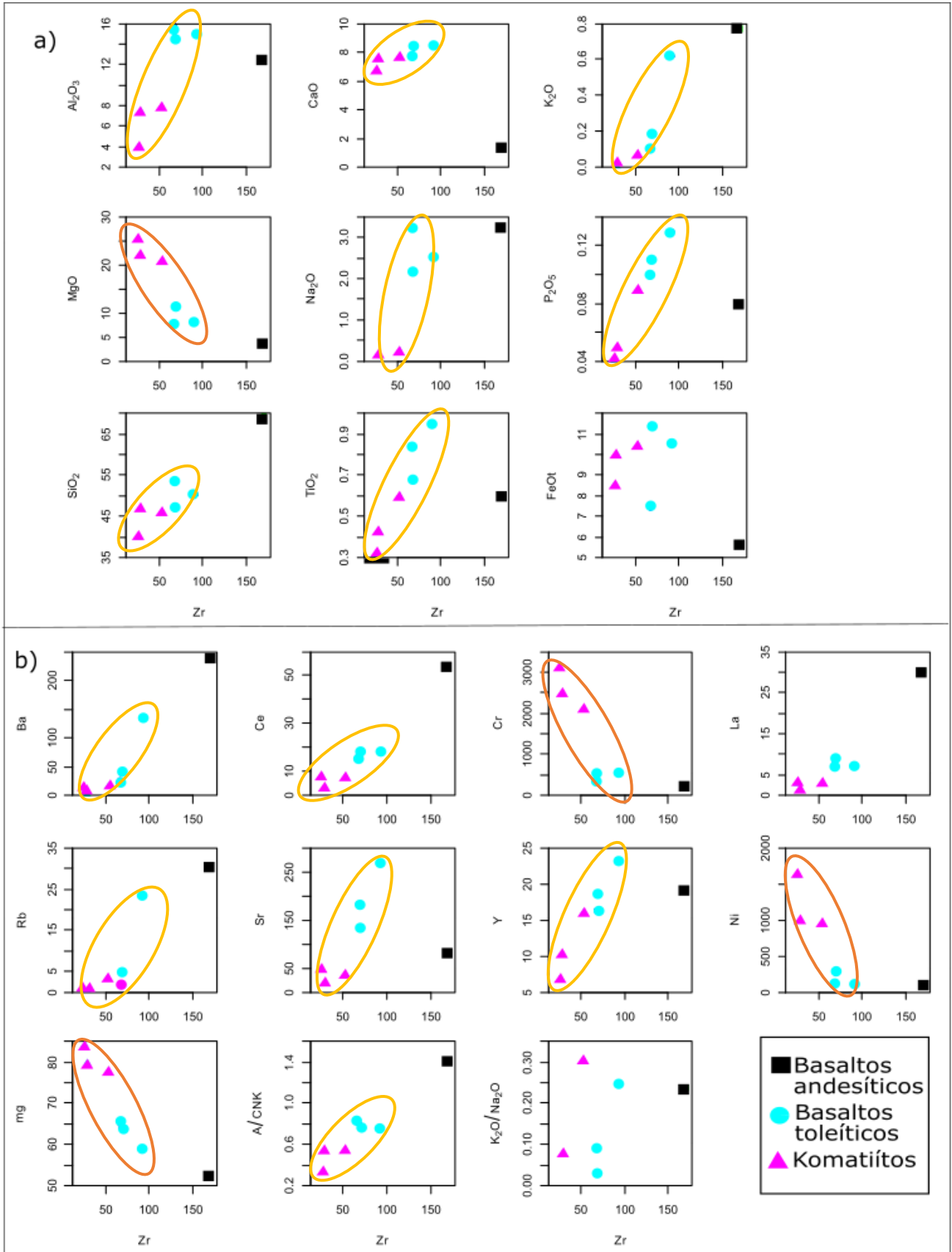
Os resultados das análises químicas foram normalizados com relação ao condrito (*REE chondrite*, Boynton, 1984), Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989, adaptado de Li e Wei, 2017), e NMORB (Sun & McDonough, 1989). Os diagramas podem ser encontrados na Figura 18. Os padrões observados podem ser divididos em três grupos (1, 2 e 3), compostos, respectivamente, por komatiitos, basaltos toleíticos de alto magnésio e andesito/basalto (uma única amostra).

Com relação ao diagrama normalizado para condritos (Figura 18a), o grupo dos komatiitos (grupo 1) apresenta padrões planos, mais retilíneos, mostrando um equilíbrio entre os terras raras leves e pesados. O grupo 2, representado pelos basaltos toleíticos de alto magnésio, apresenta padrões com leve enriquecimento em ETRL em relação as ETRP, marcados por uma suave inclinação negativa. O grupo 3, com apenas uma amostra, apresenta um maior enriquecimento nos ETRL resultando uma curva de grande inclinação negativa. Os teores de ETR do grupo 1, como um todo, são os menores, sendo o andesito/basalto do grupo 3 a mais rica em ETR. A maioria das amostra possui anomalia negativa de Eu.

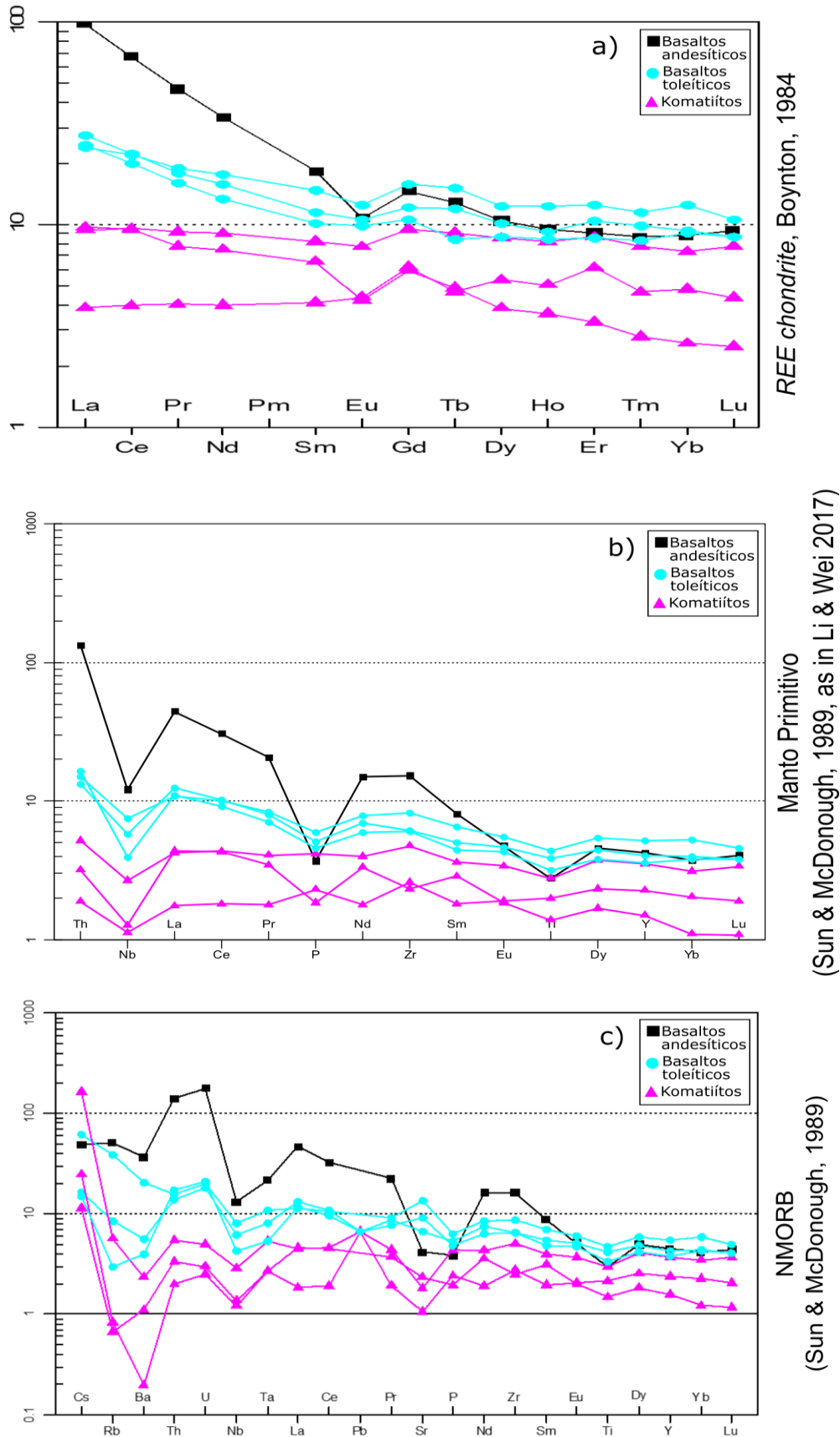
As normalizações para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989, adaptado por Li e Wei, 2017; Figura 18b) geraram padrões semelhantes ao condrito. Novamente, os grupos se apresentam bem individualizados, o grupo 1 com padrões retilíneos, o grupo 2 com um leve enriquecimento em ETRL em relação as ETRP, com uma suave inclinação negativa. O terceiro grupo mantém um comportamento diferente dos demais, com um maior enriquecimento em ETRL. Todos os grupos mostram uma forte anomalia negativa de Nb, anomalia moderadamente negativa de P e uma leve anomalia de Ti.

No gráfico normalizado para NMORB (Figura 18c), os grupos apresentam uma tendência negativa como um todo. Notam-se anomalias negativas em Ba e Nb, e para o Sr tem-se uma anomalia positiva para os basaltos toleíticos e negativa para os komatiitos.





**Figura 17** – a) Diagramas de correlação com o Zr para os elementos maiores (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, MgO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> e FeOt). b) Diagramas de correlação com o Zr para os elementos traços (Ba, Ce, Cr, La, Rb, Sr, Y, Ni, #mg, A/CNK e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O).



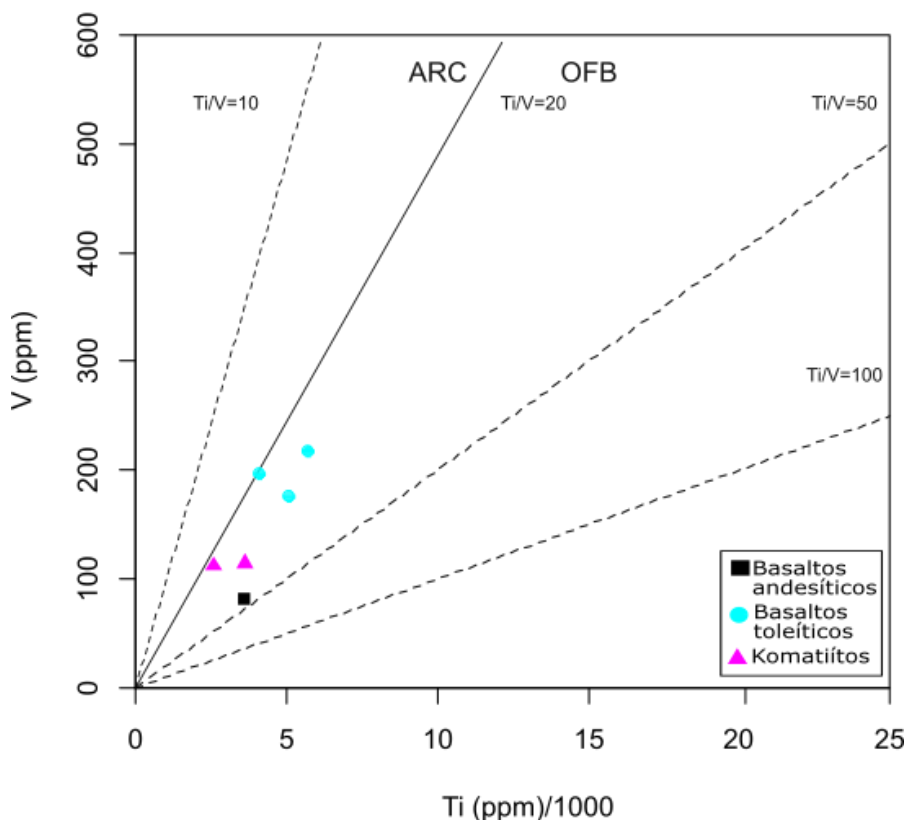
**Figura 18** – Spider diagrams: a) normalização em relação ao condrito (*REE chondrite*, Boynton, 1984), b) normalização para Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1989, as in Li & Wei, 2017), e c) normalização para NMORB (Sun & McDonough, 1989).

### 5.3 Classificação de ambiente geotectônico

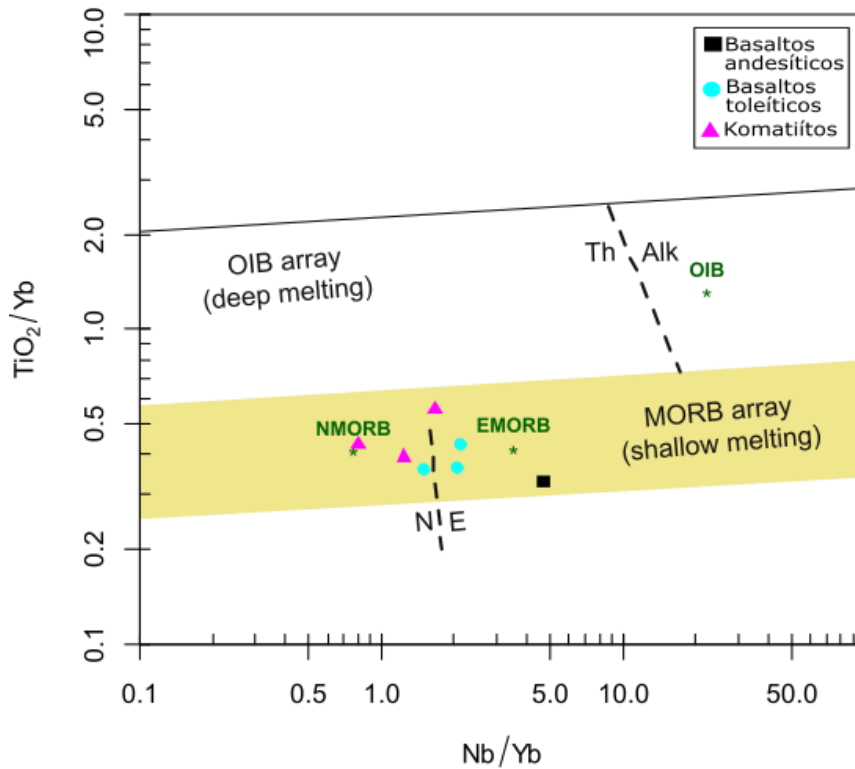
No diagrama de classificação tectônica V x Ti de Shervais (1982), Figura 19, todas as amostras ficaram inseridas no campo dos basaltos de fundo oceânico, sendo que duas delas encontram-se próximo ao limite entre o campo dos basaltos de fundo oceânico e o campo das rochas de arcos de ilha.

No diagrama Nb/Yb vs TiO<sub>2</sub>/Yb de Pearce (2008), Figura 20, as amostras possuem resposta semelhante (basaltos de fundo oceânico), estando divididas nos campos NMORB e EMORB.

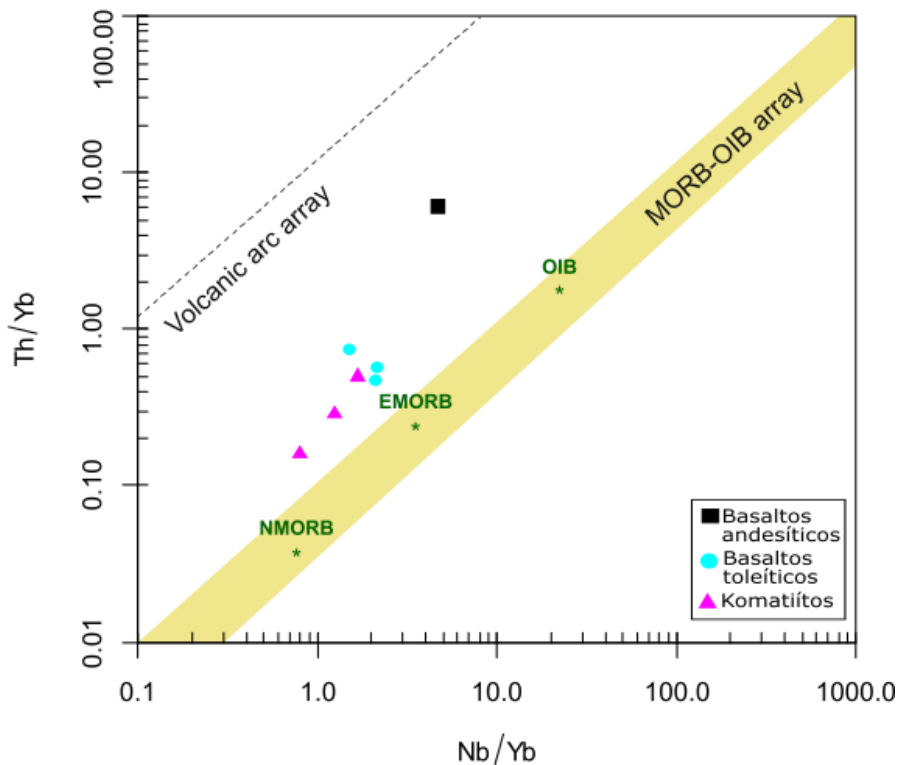
No diagrama Nb/Yb vs Th/Yb de Pearce (2008), Figura 21, as amostras de komatiitos e basaltos de alto magnésio distribuem-se em um *trend* paralelo e próximo à faixa dos basaltos de fundo oceânico; a amostra de composição andesítica/basáltica encontra-se afastada das outras, sendo mais rica em Th. Essa amostra pode ou não fazer parte do *trend* definido pelas amostras de rochas vulcânicas de composições máficas e ultramáficas



**Figura 19** - Diagrama de classificação tectônica V vs Ti de Shervais (1982).



**Figura 20** - Diagrama de classificação tectônica Nb/Yb vs  $TiO_2/Yb$  de Pearce (2008), (MORB= basaltos de cadeias mesoceânicas; NMORB= tipo "normal"; EMORB= tipo "enriquecido"; OIB= basaltos de ilha oceânica).



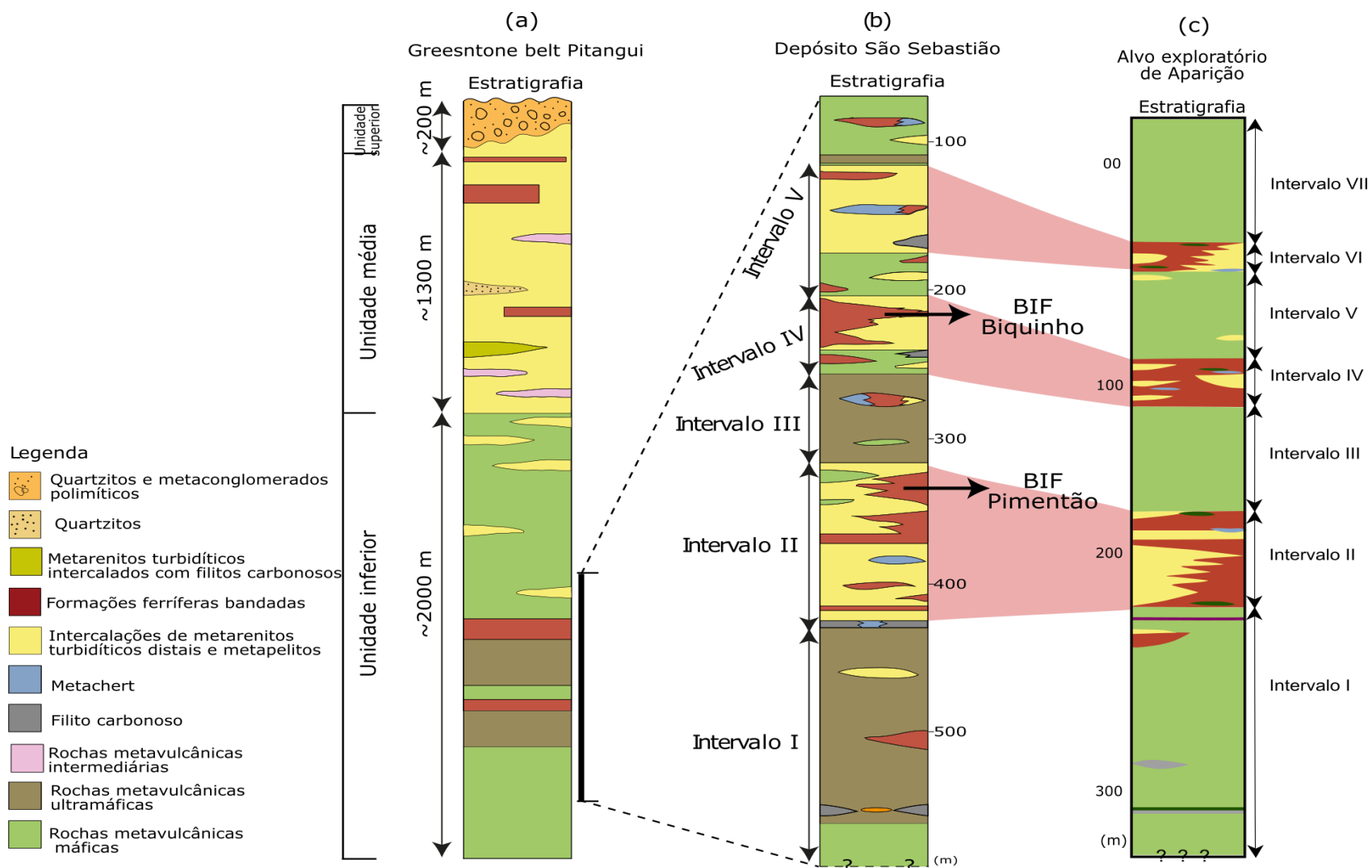
**Figura 21** - Diagrama de classificação tectônica Nb/Yb vs  $Th/Yb$  de Pearce (2008).

## 6. DISCUSSÕES

O Alvo exploratório de Aparição possui uma estratigrafia extremamente semelhante ao conjunto de rochas observados no depósito de São Sebastião, que pertencem à unidade inferior do *Greenstone Belt* Pitangui (Figura 22). Propõe-se aqui que o Depósito São Sebastião e o Alvo Aparição encontram-se no mesmo intervalo estratigráfico, existindo, porém, variações laterais de fácies e de espessura. Para o intervalo II de São Sebastião, tem-se uma variação de 1 a 30 metros de BIFs, enquanto para o mesmo intervalo em Aparição, a espessura máxima é de 15 metros. Da mesma maneira, no intervalo IV de São Sebastião, a espessura mínima da camada de BIF é de 5 metros, chegando até os 30 metros, ao passo que, em Aparição, as camadas variam de 4 a 15 metros. No intervalo V de São Sebastião, correlacionado com o intervalo VI de Aparição, observa-se uma redução na espessura desses BIFs em relação ao Depósito São Sebastião. No presente estudo, camadas de rochas metaultramáficas e metamáficas do Alvo Aparição não foram individualizadas nas colunas estratigráficas apresentadas, pela dificuldade em diferenciá-las e definir contatos nas amostras estudadas. Os metarenitos possuem estruturas que permitem identificá-los como de origem turbidítica, como granodecrescência ascendente, contatos basais erosionais, porção média das camadas maciça e laminação plano-paralela e gradação para sedimentos finos no topo.

Os intervalos compostos por rochas metassedimentares (BIFs, metarenitos turbidíticos e metapelitos carbonosos) são aqui interpretados, com base no exposto por Thurston *et al.* (2008) para o *Greenstone Belt* Abitibi, como representando momentos de quiescência na atividade magmática. Nesses períodos, deu-se a deposição de BIFs, esporadicamente interrompida por aporte de correntes de turbidez trazendo areias.

Nos diagramas multielementares, os basaltos de alto magnésio e os komatiitos exibem  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Sr, Y e FeOt formando *trends* com boa correlações com o Zr, como observado na Figura 18. Isso pode ser interpretado como evidência de mesma fonte, ou seja, os magmas máficos e ultramáficos podem ter tido a mesma origem. O andesito/basalto, entretanto, não parece fazer parte do mesmo *trend* evolutivo. Há que se ter em mente, entretanto, que o presente estudo fundamenta-se apenas em poucas amostras.



**Figura 22** - (a) Coluna estratigráfica esquemática do *Greenstone Belt* Pitangui. (b) Estratigrafia do depósito São Sebastião mostrando os intervalos de I a V. (c) Estratigrafia do Alvo Aparição mostrando os intervalos de I a VII. (No Alvo Aparição os intervalos máficos e ultramáficos não foram diferenciados, e estão representados em verde).

O FeO<sub>t</sub> apresenta-se com comportamento um tanto errático, talvez em função de sua maior mobilidade durante metamorfismo e hidrotermalismo. Nota-se que para o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, as amostras de komatiitos estão mais afastadas das demais, com teores de Zr inferiores até 50 ppm.

Os teores de MgO são indicadores de cristalização fracionada de magmas. Geralmente magmas mais primitivos possuem maiores teores de MgO, sendo, portanto, menos evoluídos. O decréscimo nos teores de Cr e Ni, pode corresponder a um fracionamento de olivina (Ni) (Tushipokla, 2013), e fracionamento de espinélio e clinopiroxênio (Best, 2003). Isso pode explicar a posição das amostras de komatiitos em relação às de basaltos toleíticos de alto magnésio ao longo dos *trends*.

Os diagramas multielementares normalizados para condritos apresentam enriquecimento em ETRL para basaltos toleíticos de alto magnésio e para o andesito/basalto. De acordo com Furnes *et al.* (2013), isso pode indicar origem a partir de magmas oriundos de uma região do manto que pode não ter sido depletada por episódios anteriores de fusão, ou de um manto enriquecido por metassomatismo.

As normalizações para manto primitivo apresentaram anomalias de Nb, P e Ti. A acentuada anomalia negativa de Nb pode ser explicada em termos de geração de magma, como ambiente de manto mais raso, ambientes de arco ou mesmo processos de contaminação crustal (Polat e Kerrich, 2000).

Nos diagrama V x Ti de Shervais (1982), Figura 19, todas amostras ficaram inseridas no campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB). De modo similar, o diagrama Nb/Yb x TiO<sub>2</sub>/Yb de Pearce (2008), também mostra todas as amostras no campo do MORB, indicando origem a partir de fonte mantélica.

O gráfico Nb/Yb x Th/Yb, mostra um deslocamento para valores mais elevados de Th que pode sugerir uma contaminação por rochas crustais. Uma explicação alternativa leva em consideração um grau geotérmico mais elevado no Arqueano, que impediria a presença de granada como parte do restito da fusão parcial. Isso geraria assinaturas, no diagrama em questão, similares às apresentadas por magmas que sofreram contaminação crustal em ambientes modernos, com grau geotérmico inferior (Payne *et al.*, 2010, Hastie *et al.*, 2010, O'Neill *et al.*, 2011, Turner *et al.*, 2014; Pearce, 2014). Portanto, o fato dessas amostras estarem

localizadas acima do campo dos basaltos de fundo oceânico no diagrama Nb/Yb x Th/Yb, não necessariamente refletem contaminação por material crustal.

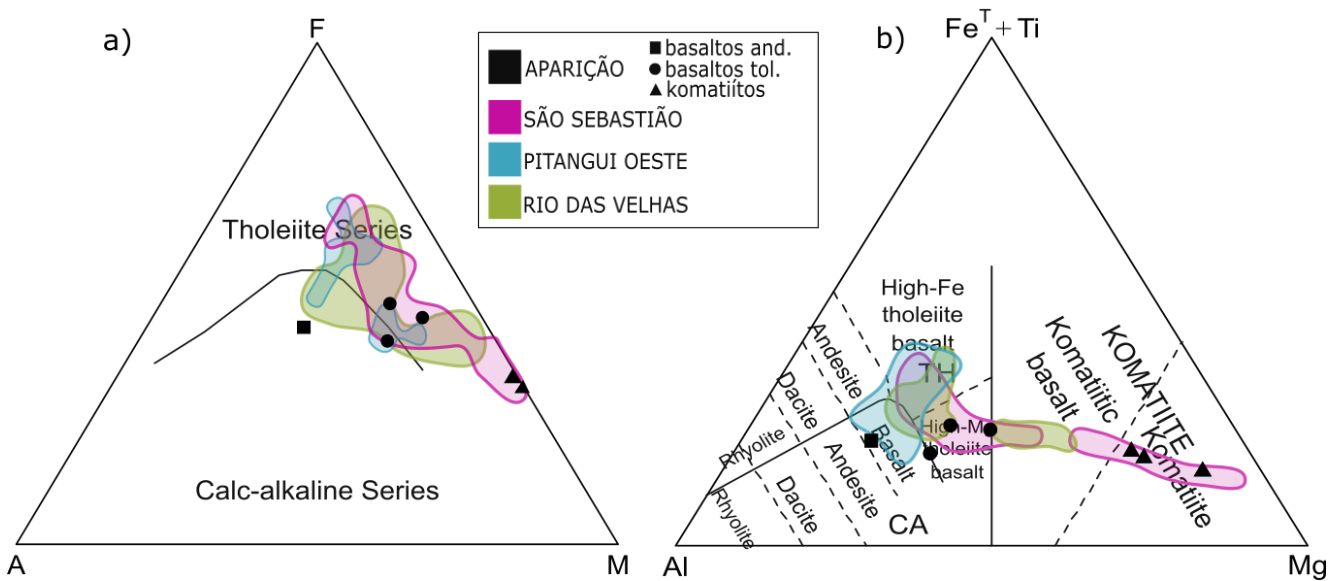
### **6.1 Comparações litogeoquímicas com outros setores do *Greenstone Belt* Pitangui e com rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas.**

As rochas metavulcânicas do Alvo Aparição foram comparadas com outras do Depósito Aurífero São Sebastião (dados de Brando Soares *et al. in prep*), setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui; (dados de Melo Silva, 2016) e do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (dados de Zucchetti *et al.*, 2000).

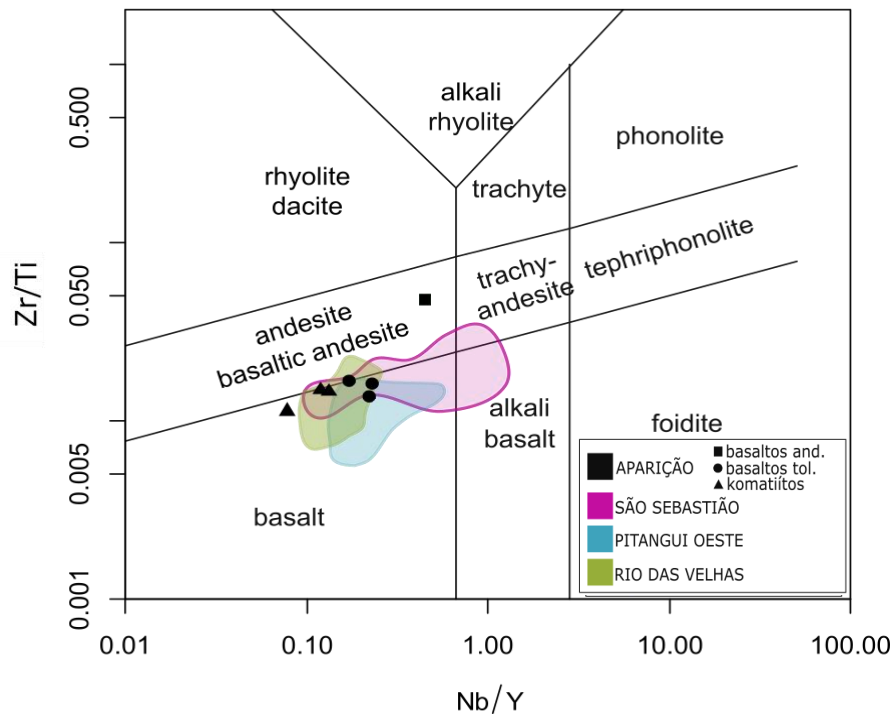
No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 23a), as rochas do Alvo Aparição estão contidas no campo das rochas do Depósito São Sebastião. De maneira geral, incluindo os grupos de amostras dos *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas, mostram a mesma tendência para séries magmáticas de afinidade toleítica.

Seguindo para os diagramas de classificação (Figura 23b), mais uma vez os campos definidos para o Alvo de Aparição e São Sebastião são muito semelhantes, como mostra o gráfico de Jensen (1976). É possível observar uma trajetória desde os komatiítos até os basaltos de alto Mg, faltando apenas amostras para o campo dos basaltos komatiíticos, mais uma vez pela menor cobertura que o Alvo Aparição possui em relação ao número de amostras. As amostras do setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui não exibem afinidade komatiítica. Em relação ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas, as amostras do Alvo Aparição apresentam uma pequena sobreposição. As amostras do *Greenstone Belt* Rio das Velhas estão dispostas em dois aglomerados (um composto por basaltos, basaltos toleíticos de alto magnésio, basaltos toleíticos de alto ferro e outro por basaltos komatiíticos) e não possuem composições komatiíticas (apenas basaltos komatiíticos). É interessante notar que os trends do Depósito São Sebastião e do *Greenstone Belt* Rio das Velhas se complementam.





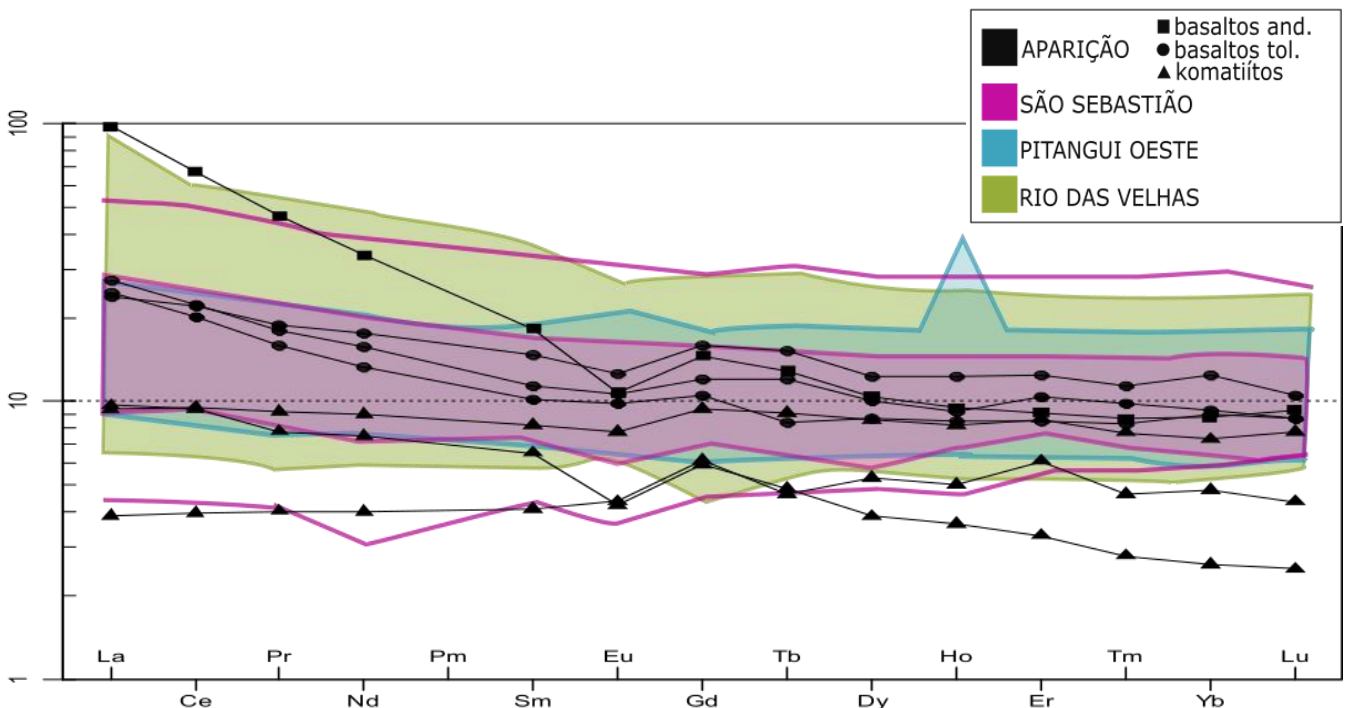
**Figura 23** - Diagramas ternários, a) AFM de Irvine & Baragar (1971) e b) Jensen (1998), mostrando os campos sobrepostos do depósito São Sebastião e *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas comparados com as amostras do Alvo Aparição.



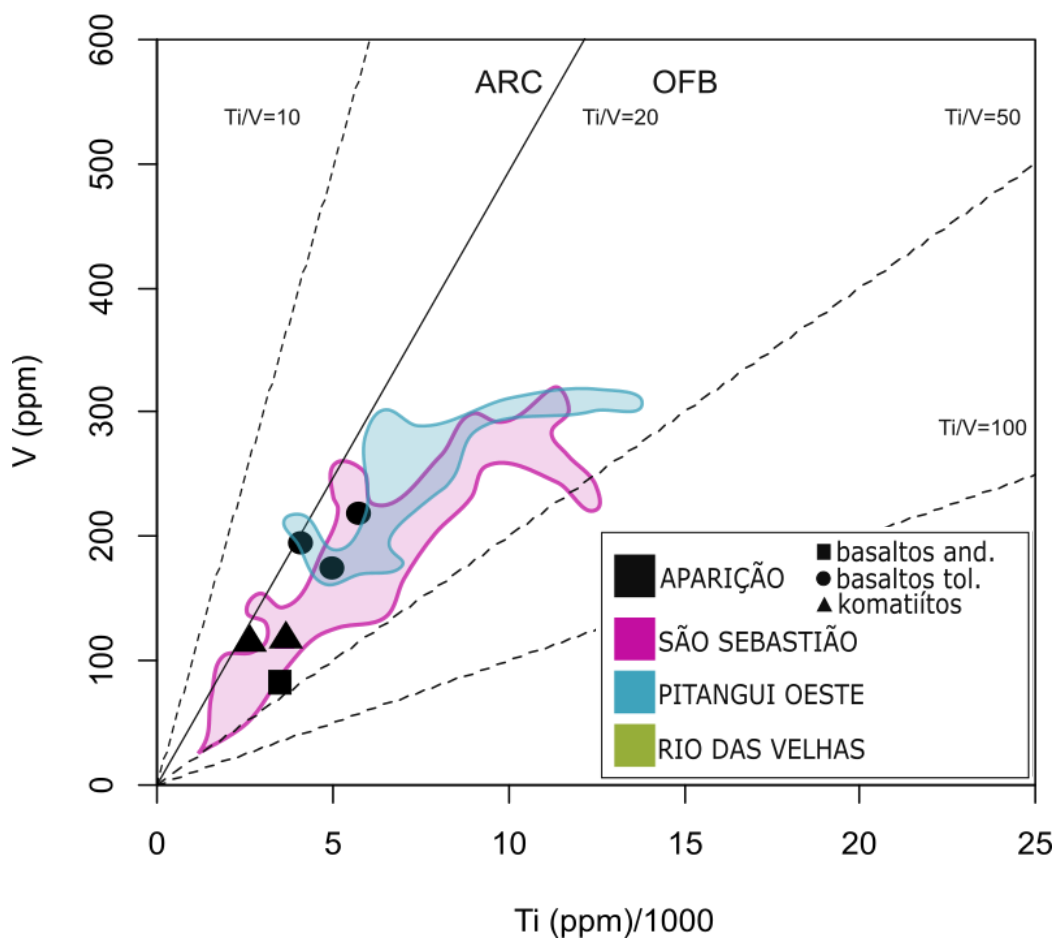
**Figura 24** - Diagrama de Nb/Y - Zr/Ti, (Pearce, 1996), mostrando os campos sobrepostos do depósito São Sebastião, *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas comparados com as amostras do Alvo Aparição.

No diagrama de Nb/Y - Zr/Ti, (Pearce, 1996, Figura 24), os campos de Aparição e São Sebastião mostram alguma semelhança, porém o Alvo Aparição não possui a mesma variedade composicional observada em São Sebastião. Neste gráfico as rochas do Alvo Aparição comportam-se de modo mais semelhante às do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. A amostra número 1 de Aparição não possui afinidade com nenhum dos grupos de rochas, plotando no campo dos basaltos andesíticos/andesitos.

Nos diagramas do tipo *spider*, também é possível observar uma grande equivalência entre os dados de Aparição e São Sebastião (Figura 25). Esta semelhança é mais evidente no diagrama multielementar normalizado para condritos (REE chondrite, Boynton 1984), no qual é possível observar os mesmos 2 grupos principais, para o conjunto de amostras komatiíticas, com padrões planos, e para basaltos toleíticos, que também apresentam enriquecimento nos ETRL. Para o *Greenstone Belt* Pitangui, a correlação também é bem visível, principalmente para o grupo de amostras dos basaltos toleíticos, e no *Greenstone Belt* Rio das Velhas o mesmo se repete.



**Figura 25** – Diagrama normalizado para o condrito (*REE chondrite*, Boynton, 1984), mostrando os campos sobrepostos do depósito São Sebastião, *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas comparados com as amostras do Alvo Aparição.



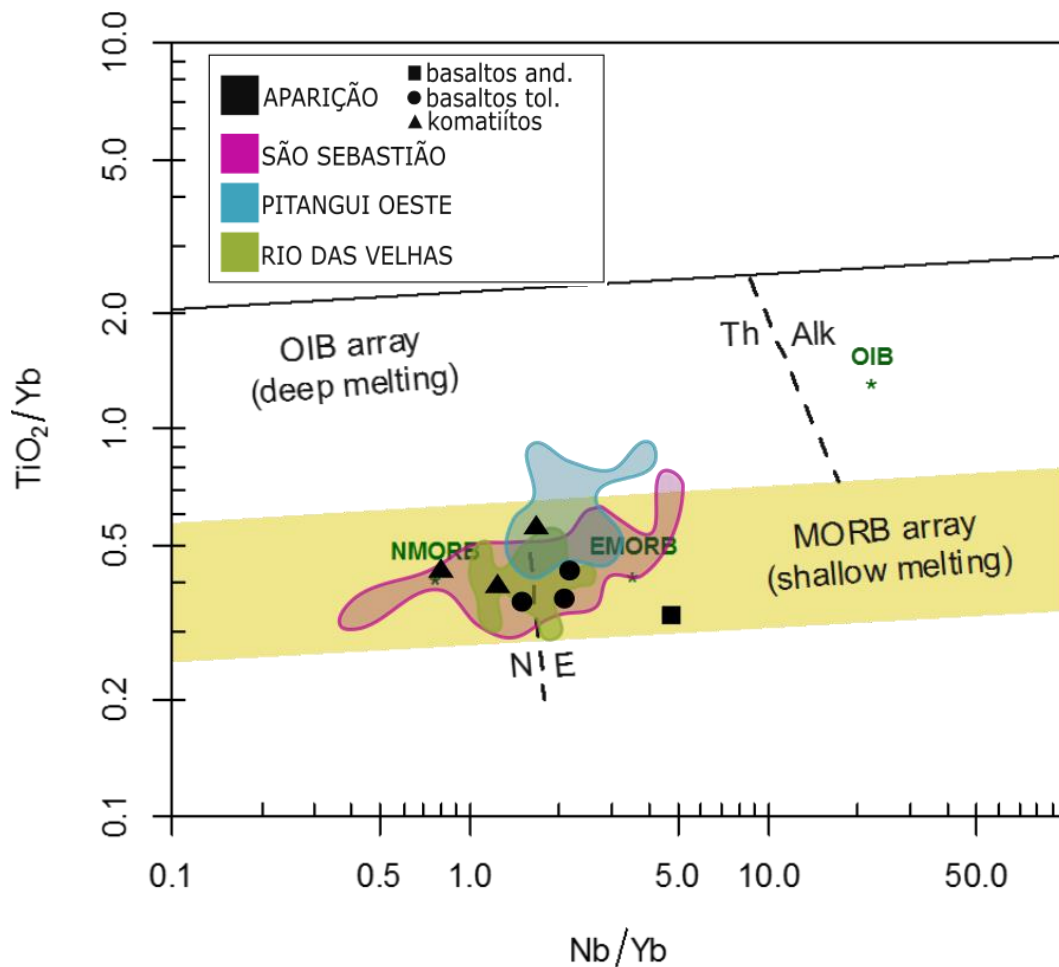
**Figura 26** – Diagrama de Shervais V x Ti (1982), mostrando os campos de sobreposição com as rochas de São Sebastião e do *Greenstone Belt* Pitangui.

Para o diagrama de ambiência tectônica de V x Ti de Shervais (1982), todas as amostras do Alvo aparição encontram-se no campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB). As rochas do Depósito São Sebastião e as amostras de Melo Silva (2016) para a parte sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui, também encontram-se predominantemente no campo dos basaltos de fundo oceânico (Figura 26).

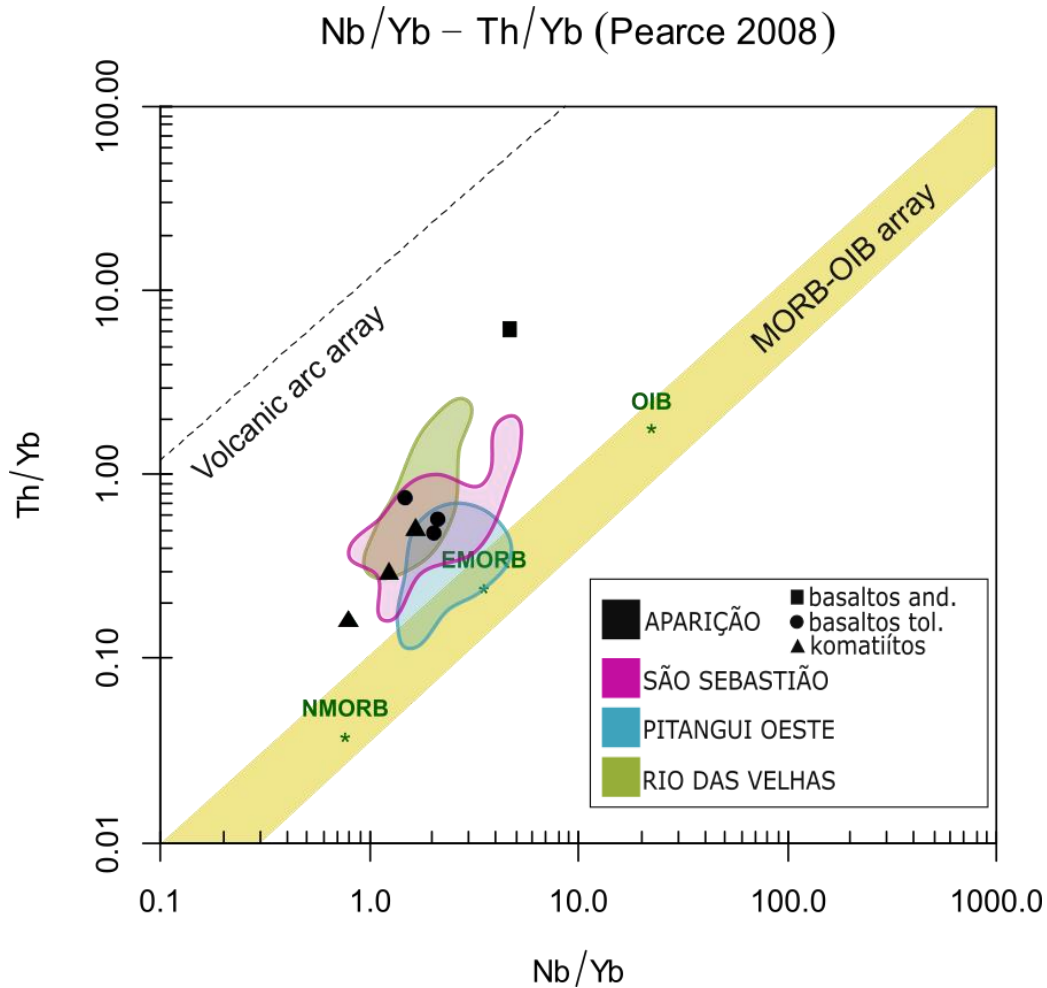
No diagrama Nb/Yb x TiO<sub>2</sub>/Yb de Pearce (2008), Figura 27, há sobreposição quase total nos dados de Aparição, São Sebastião e do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, todas no campo dos MORBs, entre EMORB e NMORB. Já o campo definido pelas amostras do setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui, embora também se sobreponha aos previamente citados, possui também uma área no campo dos basaltos de ilha oceânica,

No diagrama Nb/Yb x Th/Yb (Pearce 2008), Figura 28, também observa-se sobreposição parcial dos campos das rochas metavulcânicas do Alvo Aparição com

as do Depósito São Sebastião, setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui e *Greenstone Belt* Rio das Velhas. As rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e do setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui tenderiam a possuir menos contaminação crustal quando comparadas às do Alvo Aparição e do Depósito São Sebastião (assumindo-se que o diagrama em questão seja válido para o grau geotérmico do Arqueano).



**Figura 27** – Diagrama Nb/Yb x  $TiO_2/Yb$  de Pearce (2008), mostrando os campos de sobreposição com as rochas de São Sebastião e dos *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas.



**Figura 28** – Diagrama Nb/Yb x Th/Yb, Pearce (2008), mostrando os campos de sobreposição com as rochas de São Sebastião e dos *Greenstone Belts* Pitangui e Rio das Velhas.

## 7. CONCLUSÕES

O Alvo Aparição é estratigraficamente semelhante ao depósito aurífero de São Sebastião. Ambos estão incluídos no mesmo intervalo da unidade inferior do *Greenstone Belt* Pitangui, constituída predominantemente por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas, ao qual se intercalam intervalos dominados por rochas metassedimentares com formações ferríferas bandadas (BIFs), metarenitos turbidíticos e metapelitos.

As semelhanças litogeoquímicas entre as rochas metavulcânicas do Alvo Aparição e as do Depósito São Sebastião corroboram, portanto, a proposta que ambas mineralizações encontram-se hospedadas no mesmo intervalo estratigráfico. A similaridade observada entre as rochas metavulcânicas do Alvo Aparição, do Depósito São Sebastião e do *Greenstone Belt* Rio das Velhas reforça a correlação

entre os *Greenstone belts* proposta por Heineck *et al.* (2003), Romano (2007), Pinto *et al.* (2014) e, mais recentemente, por Brando-Soares *et al.* (2017). As diferenças observadas podem ser fruto de suporte amostral, mais especificamente pelo número de amostras utilizadas em cada estudo e por vieses introduzidos por uso exclusivo de amostras obtidas em superfície em áreas com espesso perfil intempérico. Verma *et al.* (2017), descreve as rochas vulcânicas do *Greenstone Belt* Pitangui apenas como basaltos, desconsiderando a existência de komatiitos. Rochas komatiíticas, no entender dos supracitados autores, ocorreriam apenas no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, mais a sudeste. Entretanto, as amostras do Alvo Aparição e do Depósito São Sebastião mostram claramente composições komatiíticas. Verma *et al.* (2017) utilizaram essencialmente as mesmas amostras de Melo Silva (2016), coletadas no setor sudoeste do *Greenstone Belt* Pitangui. Tais amostras possuem litogeoquímica um pouco diferente das do Depósito São Sebastião e do Alvo Aparição, inclusive com maior participação de rochas cuja composição é compatível com ambientes de arcos. Propõe-se aqui que a região centro-leste do *Greenstone Belt* Pitangui, onde localizam-se o Alvo Aparição e o Depósito São Sebastião é diferente do setor sudoeste, estudado por Melo Silva (2016) e Verma *et al.* (2017). Nesse último, ocorrem, com base nos dados atualmente disponíveis, um maior volume de rochas metavulcânicas mais evoluídas. Deve ser comentado também que Verma *et al.* (2017) atribuíram ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas amostras de metakomatiitos coletadas no geossítio Morro do Onça, localizado acerca de 60km a sudeste do Alvo Aparição. A faixa de rochas metavulcanossedimentares onde se localiza o geossítio Morro do Onça, entretanto, é separada do *Greenstone Belt* Pitangui apenas pela Serra de Itaúna, que é composta por rochas metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Minas, mais recente (2,55-2,5Ga). Sendo assim, a proposta que não há metakomatiitos no *Greenstone Belt* Pitangui carece de sustentação.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90, 29–58.
- Almeida F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. (Boletim 241). 36p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. 378p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O cráton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-365.
- Almeida, F.F.M. 1978. Regimes tectônicos arqueanos na evolução proterozóica e mineralização do leste brasileiro. *Academia Brasileira de Ciências*, 50: 601-602.
- Anhaeusser, C.R. 1982. Archean greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3), 1-6.
- Ayres, L. D., Trurston, P.C. 1985. Archean supracrustal sequences in the Canadian Shield: an overview. In: *Evolution of Archean Supracrustal Sequences* (eds Ayres, L. D., Trurston, P.C., Card, K.D., Weber, W.) *Geology Association of Canada*, 28: 343-380.
- Baltazar, O.F., Pedreira, A.J., 1996. Associações de litofácies. In: CPRM—Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas—Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM—Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 43–48.
- Baltazar, O.F., Zucchetti, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the regional setting of gold deposits. *Ore Geology*, 32: 471–499.
- Best, Myron G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology* 2nd ed., Library of Congress Cataloging, 758p.
- Beswick, A.E., 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relationships in komatiitic suites. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (eds) *Komatiites*. George Allen & Unwin, London, pp 281-308.
- Beswick, A.E., Soucie, G., 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6 (2): 235-248.
- Beswick, A.E., Soucie, G., 1978. A correction procedure for metassomatism in Archean greenstone belts. *Precambrian Research*, 6: 235-248.
- Bierlein, F.P., Bagas, L., Anderson, J.A.C. 2009. Palaeoproterozoic evolution of the Killi Killi Formation and orogenic gold mineralization in the Granites–Tanami Orogen, Western Australia, *Ore Geology Reviews*, 35(1): 47-67.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geology Survey*, 280: 584.
- Boyle, R.W., Keppie, J.D., Haynes, S.J. 1986, Turbidite-hosted gold deposits: Geological Association of Canada Special Paper, 32: 186 p.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry*, 2: 63–114.
- Brando Soares, M., Corrêa Neto, A.V., Zeh, A., Cabral, A.R., Pereira, L.F., Prado, M.G.B., Almeida, A.M., Manduca, L.G., da Silva, P.H.M., Mabub, R.O.A., Schlichta, T.M. 2017. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry, *Precambrian Research*, 291: 17-41.

- Cabral, A.R., Corrêa Neto, A.V. 2015. Empirical Bi<sub>8</sub>Te<sub>3</sub> and Bi<sub>2</sub>Te from the São Sebastião gold deposit, Brazil: implications for Lode-gold mineralization in Minas Gerais. *Canadian Mineral*, 53: 1061–1072.
- Cline, Nicholas, S.F., Wilson, Jean, S.K. 2005. Reply to the Comment on “Origin, timing, and temperature of secondary calcite-silica mineral formation at Yucca Mountain, Nevada” by Y. V. Dublyansky, S. Z. Smirnov, and G. P. Palyanova, *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 69 (17): 4391-4395.
- Condie, K.C. 1981. *Archean Greenstone belts*. Elsevier, Amsterdam, 434 pp.
- Condie, K.C. 2001. *Mantle Plumes and their record in earth history*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 305 p.
- De Wit, M.J., Ashwal L.D. 1997. *Greenstone belts*, Oxford University Press, Oxford, (Eds.), 233-254.
- De Wit, M.J., Roering, C., Hart, R.J., Armstrong, R.A., Deronde, C.E.J., Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberdy, E. 1992. Hart Formation of an Archean continent. *Nature*, 357 (6379): 553–562.
- Dorr, J.V.N.II, 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Professional Paper 641-A: 110.
- Dostal, J., Strong, D.F., Jamieson, R.A., 1980. Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland. *Earth and Planetary Science Letters* 49, 188–192.
- F. Chemale Jr.F., Rosière, C.A., Endo, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25–54.
- Furnes, H., de Wit, M., Robins, B. 2012. A Review of New Interpretations of the Tectonostratigraphy, Geochemistry and Evolution of the Onverwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Gondwana Research*.
- Gair, J.E. 1962. *Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles* US Government Printing Office, Minas Gerais, Brazil.
- Goldfarb, R., Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 10: 1016.
- Goldfarb, R., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology*, 18:1-75.
- Goldfarb, R., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology*, 18:1-75.
- Groves, D.I, Condie, K.C., Goldfarb, R.J., Hronsky, J.M.A., Vielreicher, R.M. 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100: 203-224.
- Groves, D.I, Goldfarb, R.J, Santos. 2015. The conjunction of factors that lead to the formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geoscience Frontiers*.
- Groves, D.I, Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1-29.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology*, 13:7-27.
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Ho, S.E., Houston, S.M. 1987. Standing Craton-scale distribution of Archean greenstone gold deposits—predictive capacity of the metamorphic model. *Economic Geology*, 82: 2045-2058.



- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de, Bartorelli A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Ed. Beca. 900p.
- Heineck, C.A., Leite, C.A.S., Silva, M.A., Vieira V.S., 2003. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, CODEMIG/CPRM.
- Hoffman, P.F., 1990. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: *The Geology of North America: an Overview*. The Geology of North America, vol. A, Geological Society of America, 447-512.
- Humphris, S., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (ed) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam: 317-342.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47: 1255–1259.
- Jensen, S.M. 1998. Tertiary mineralization and magmatism, East Greenland: lead isotope evidence for remobilization of continental crust. *Chemical Geology*, 150(1–2): 119-144.
- Jochum, K. P., S. P. Verma, 1996. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB, *Chemical Geology*, vol. 130, no. 3-4, pp. 289–299.
- Johnston M., K, Ressel M., W. 2004. Carlin-type and distal disseminated Au–Ag deposits: related distal expressions of Eocene intrusive centers in north-central Nevada. In: *Controversies on the origin of world-class gold deposits. Part I, Carlin-type gold deposits in Nevada*. Society of Economic Geologists Newsletter, 59:12–14.
- Kerrick, R., Fryer, B.J., Fyfe, W.S. 1979. Archaean volcanogenic oceans, *Chemical Geology*, 24 (1–2), 25-33.
- Kerrick, R., Polat, A., Kusky, T., Jianghai, L., Fryer, B., Patrick, K. 2005. Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55-2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China Craton, implications for geodynamic setting and continental growth *Geological Society of America Bulletin*, 11-12: 1387-1399.
- Knauer, L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1): 81 - 90.
- Koglin, N., Zeh, A., Cabral, A.R., Seabra Gomes, Jr. A.A., Corrêa Neto, A.V., Brunetto, W. J., Galbiatti, H.F. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: new constraints from U-Pb–Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research*, 255: 96–108.
- Kotschoubey, B., Villas, R.N., Aires, B. 2016. Chloritites of the Tocantins Group, Araguaia fold belt, central-northern Brazil: vestiges of basaltic magmatism and metallogenetic implications. *Earth Science*. 69: 171–193.
- Ladeira, E.A. 1981. Primeiras lavas com almofadas (pillows) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Revista Ciências da Terra*, 1: 12–14.
- Ladeira, E.A., 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine, and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Department of Geology, University of Western Ontario. London, Canada, PhD thesis, 272 p.

- Large R., Bull, S.W., Maslennikov, V. 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 106: 331–358.
- Li, Z., Wei, C. 2017. Two types of Neoproterozoic basalts from Qingyuan greenstone belt, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications, *Precambrian Research*, 292: 175-193.
- Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Vieira, F.W.R. 2001b. Brazil's premier gold province. Part II: Geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineral. Deposita*, 36: 249–277.
- Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Zucchetti, M., Noce, C.M., Baltazar, O.F., Silva, L. C., Pinto, C.P., 2001a. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic and structural setting of Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36: 228–248.
- Lowe, D.R. 1994. Archean greenstone-related sedimentary rocks. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. pp. 121–169.
- Machado, N., Carneiro, M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Earth Science*. 29: 2341–2346.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Belo de Oliveira, O. 1992. U–Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1221–1227.
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet Science Letters*, 141: 259–276.
- Machado, N., Noce, C.M., Oliveira, O.A.B., Ladeira, E.A. 1989. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com Base em Geocronologia U–Pb. In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1989. Belo Horizonte: Núcleo Minas Gerais, Geologia SBd, editor. p. 1–4.
- Melo Silva, P. 2016. Evolução meso e neoproterozoica do Greenstone belt de Pitangui e seu embasamento, sul do Cráton do São Francisco (MG): petrografia, geoquímica e geocronologia. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Dissertação de Mestrado, 94p.
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:745-750.
- Morris P.A., Witt W.K., 1997. Geochemistry and tectonic setting of two contrasting Archean felsic volcanic associations in the Eastern Goldfields, Western Australia. *Precambrian Research*, 83:83-107.
- Noce, C.M., Tassinari, C., Lobato, L.M. 2007. Geochronological framework of the Quadrilátero Ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts *Ore Geology*, 32: 500–510.
- Noce, C.M., Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Armstrong, R., Dantas, E., Renger, F. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U–Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes *Precambrian Research*, 141: 67–82.
- O'Rourke, J.E. 1957. The Stratigraphy of the Metamorphic Rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil University of Wisconsin, Wisconsin.

- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Geological Association, Canada Short Course Notes, 12:79-113.
- Phillips, G.N., Powell, R. 2010. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model: *Journal of Metamorphic Geology*, 28: 689–718.
- Pinto, C.P., Silva, M.A., 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. CODEMIG, Governo de Minas, CPRM, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, Ministério de Minas e Energia, Governo Federal do Brasil.
- Polat, A., Kerrich, R. 2000. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 175: 41–54.
- Ramsay, J. G. 1963. Structural investigations in the Barbeton Mountain Land, eastern Transvaal. *Trans. Geology Society. South Africa*, 66, 353-401.
- Reis, L.A., Martins-Neto, M.A., Gomes, N.S., Endo, I., Jordt-Evangelista, H., 2002. A Bacia de antepaís paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 27–42.
- Revista Brasileira de Geociências*, 30: 397–402.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, Essex, UK, 1993.
- Romano, A., 2007. Programa Geologia do Brasil. Folha Pará de Minas, SE- 23-Z-CI. Escala 1:100.000, relatório final. UFMG - CPRM, Belo Horizonte. 72p.
- Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G., Armstrong, R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian*, 224: 143–159.
- Ruchkys, U. A, Machado, M. M, Castro, P. T. A, Renger, F. E., Trevisol, A. 2012. Geoparque Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: C. Shobbenhaus E C. Silva. (ORG.) *Geoparques do Brasil: propostas*. (1ed). Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil, p. 183- 220.
- Said, N., Kerrich, R., 2009. Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence for a heterogeneous mantle plume event. *Precambrian Research* 174, 287–309.
- Schorscher, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura “Greenstone Belt” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. 30th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, 292–293.
- Shackleton, R. M. 1995. Tectonic evolution of greenstone belts The Croft Barn, Church Street, East Hendred, Wantage, Oxon OX12 8LA, UK, Geological Society, London, Special Publications, 95, 53-65.
- Shervais, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101-118.
- Silva, F. R. 2007. A paisagem do Quadrilátero Ferrífero, MG: potencial para o uso turístico da suageologia e geomorfologia. Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 144p.

- Spooner, E.T.C. 1993. Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids: *Ore Geology Reviews*, (7): 359–379.
- SRK consulting and IAMGOLD Corporation, 2014. Independent Technical Report for the São Sebastião Gold Deposit, Pitangui Project, Brazil.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Yamashita, F., Minami, M. Yamamoto, K. 2006. Geochemistry of heavily altered Archean volcanic and volcanoclastic rocks of the Warrawoona Group, at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Craton, Western Australia: Implications for alteration and origin. *Geochemical Journal*, 40, 523 – 535.
- Sun, S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geology Society of London*, 42: 313–345.
- Teixeira, W., Ávila, C., Dussin, I., Neto, A.C., Bongioiolo, E., Santos, J. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences *Precambrian Research*, 256: 148–169.
- Thorman, C.H., De Witt, E., Maron, M.A.C., Ladeira, E.A. 2001. Major Brazilian gold Deposits, 1988 to 1999. *Mineral. Deposita*, 36: 218–227.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J., Hamilton, M.A., 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103: 1097–1134.
- Tomkins, A.G. 2013. A biogeochemical influence on the secular distribution of orogenic gold: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 108: 193–197.
- Trendall, A.F., Blockley, J.G. 1970. The Iron-Formations of the Precambrian Hamersley Group. Western Australia Geological Survey, Western Australia Bulletin, 119 p.
- Tushipokla, Jayananda, M. 2013. Geochemical constraints on komatiite volcanism from Sargur Group Nagamangala greenstone belt, western Dharwar craton, southern India: Implications for Mesoarchean mantle evolution and continental growth. *Geoscience Frontiers*, 4(3): 321-340.
- Verma, Sanjeet K., Oliveira, Elson P., Silva, Paola M., Moreno, Juan A., Amaral, Wagner S. 2017. Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting, *LITHOS*, 1016.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20(C): 325–343.
- Winchester, J.A., 1984. The geochemistry of Strathconon amphibolites, Northern Scotland. *Journal of Geology*, 20:37-51.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- Winchester, J.A., Max, M.D. 1984. Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, N.W. Mayo, Ireland. *Journal of Metamorphic*, 2: 1-11.
- Zalán, P.V., Silva, P.C.R., 2012. Bacia do São Francisco. In: Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F. F.M. de Almeida, A. Bartorelli, *Geologia do Brasil*. Beca-BALL Edições Ltda, p. 245–247.

- Zucchetti, M. 1998. Geoquímica dos metabasaltos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. MSc thesis, Instituto Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, Brasil, 124 p.
- Zucchetti, M., Lobato, L.M., Baars, F.J. 2000. Genetically diverse basalt geochemical signatures developed in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.

## 9. ANEXOS

Tabela 2

Aparição - Resultados de análises químicas

Amostra	1	2	3	4	5	6	7
Furo	FAP29	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31
Profundidade	112.30m	149.70m	169.20m	208.00m	257.80m	331.20m	366.35m
Wt (kg)	0.55	0.36	0.56	0.47	0.57	0.37	0.42
(%)							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.51	14.64	15.05	7.89	7.4	3.92	15.85
BaO	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CaO	1.46	8.24	8.5	7.66	7.48	6.69	7.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.06	0.07	0.31	0.35	0.48	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.34	12.7	11.78	11.64	11.08	9.41	8.21
K <sub>2</sub> O	0.77	0.19	0.62	0.07	0.01	<0.01	0.1
MgO	3.45	11.45	8.38	20.8	21.9	25.3	7.69
MnO	0.05	0.16	0.18	0.15	0.17	0.15	0.13
Na <sub>2</sub> O	3.25	2.17	2.51	0.23	0.13	<0.01	3.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.11	0.13	0.09	0.05	0.04	0.1
SiO <sub>2</sub>	69.29	47.3	50.17	45.95	46.77	39.65	53.63
SrO	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.6	0.84	0.95	0.6	0.43	0.3	0.68
LOI 1000	2.09	2.73	1.68	5.07	4.5	13.47	1.63
Total	100.05	100.8	100.35	100.7	101	101.25	99.49
(ppm)							
Ba	242	36.9	134	15.5	1.3	7.3	26.5
Ce	54.3	18	17.8	7.7	3.2	7.6	16.2
Cr	240	460	520	2090	2480	3110	380
Cs	1.03	0.35	1.29	3.45	0.52	0.24	0.31
Dy	3.35	3.25	3.96	2.75	1.71	1.24	2.79
Er	1.91	2.18	2.6	1.81	1.28	0.69	1.79
Eu	0.79	0.78	0.92	0.57	0.32	0.31	0.72
Ga	16.2	15.1	16.7	11.1	9.9	6	14
Gd	3.78	3.13	4.11	2.44	1.59	1.53	2.73
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	4.6	1.8	2.2	1.5	0.8	0.7	1.8
Ho	0.68	0.66	0.88	0.59	0.36	0.26	0.61
La	30.3	8.5	7.4	2.9	1.2	3	7.6
Lu	0.3	0.28	0.34	0.25	0.14	0.08	0.28
Nb	8.6	4.1	5.3	1.9	0.8	0.9	2.8
Nd	20.2	9.4	10.6	5.4	2.4	4.5	8
Pr	5.69	2.19	2.3	1.12	0.49	0.95	1.95
Rb	30.6	5.1	23.3	3.4	0.5	0.4	1.8
Sm	3.57	2.22	2.87	1.6	0.8	1.27	1.98
Sn	1	1	1	1	1	<1	1
Sr	82.6	133.5	269	36.3	21.2	46.8	183
Ta	0.8	0.3	0.4	0.2	0.1	0.1	0.2
Tb	0.61	0.57	0.72	0.43	0.22	0.23	0.4
Th	11.3	1.12	1.27	0.44	0.16	0.27	1.4
Tm	0.28	0.32	0.37	0.25	0.15	0.09	0.27
U	3.58	0.36	0.4	0.1	0.05	0.06	0.42
V	81	176	218	114	112	<5	197

Amostra	1	2	3	4	5	6	7
Furo	FAP29	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31	FAP31
Profundidade	112.30m	149.70m	169.20m	208.00m	257.80m	331.20m	366.35m
(ppm)							
W	3	1	3	2	2	1	1
Y	19.2	18.5	23.4	16	10.3	6.8	16.3
Yb	1.83	1.95	2.6	1.53	1	0.54	1.88
Zr	170	69	92	53	29	26	68
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5	<0.5
Co	26	71	49	91	89	91	53
Cu	38	44	89	4	36	99	57
Li	10	10	10	20	10	<10	10
Mo	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	112	274	107	944	982	1620	108
Pb	9	<2	12	<2	<2	3	<2
Sc	13	26	32	24	24	12	33
Zn	63	101	147	73	88	150	76
As	29	21.2	0.9	2.6	>250	>250	2.1
Bi	0.03	0.02	0.01	<0.01	0.12	0.08	<0.01
Hg	0.009	<0.005	0.006	0.007	0.007	<0.005	0.007
In	0.021	0.01	0.011	0.009	0.01	0.039	0.007
Re	0.001	<0.001	0.002	0.001	0.001	<0.001	0.001
Sb	<0.05	0.07	0.35	0.39	0.35	0.76	<0.05
Sc	9.6	3	5	1.8	2.3	6.8	4
Se	0.2	<0.2	0.2	<0.2	<0.2	0.5	<0.2
Te	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.13	<0.01
Tl	0.1	<0.02	0.17	0.05	0.02	<0.02	<0.02
(%)							
S	<0.01	0.02	0.07	0.02	0.18	0.56	0.09
C	0.07	0.04	0.08	0.16	0.06	2.72	0.03