

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOQUÍMICA DE GNAISSES MESOARQUEANOS DA PORÇÃO CENTRAL DO BLOCO UAUÁ-BA

VITOR DE OLIVEIRA CARDOSO

ORIENTADOR: PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA COORIENTADOR: MSc. MAURÍCIO RIGONI BALDIM

Campinas, Julho de 2017



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOQUÍMICA DE GNAISSES MESOARQUEANOS DA PORÇÃO CENTRAL DO BLOCO UAUÁ-BA

VITOR DE OLIVEIRA CARDOSO

ORIENTADOR: PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

COORIENTADOR: MSc. MAURÍCIO RIGONI BALDIM

Trabalho de conclusão de curso apresentado no dia 05 de Julho de 2017 para obtenção do título de Bacharel em Geologia do Instituto de Geociências da UNICAMP

Campinas, Julho de 2017

Dedico este trabalho aos meus pais Jair de Paula e Édera Irene, minhas irmãs Júlia e Bia. Agradeço por todo incentivo, apoio e conselhos para que fosse possível chegar até aqui.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer à minha família, minha mãe Édera Irene que apesar de ter partido cedo teve imensa influência na nossa formação e escolhas; Meu pai Jair por ter me aguentado reclamando das coisas esse tempo todo e mesmo assim continuou me incentivando e cobrando o estudo, se virando como podia sózinho para que nada nos faltasse; Minhas irmãs Júlia e Bia que estiveram ao meu lado em todos os momentos e continuam dando apoio nas minhas escolhas. Meus avós Maria Aparecida, Sebastião, Derocy e Édera que mesmo não estando mais presentes, acredito que estejam felizes por esta conquista. Meus tios tanto os de sangue quanto os de consideração, todos tiveram influência para que eu chegasse aqui.

Aos integrantes da República Cana Sutra (Macedo, Ham, Neto, Patola, Mini, Galizé, Garrincha, Túlio, Gui, Maurinho, Mineiro, PM e Rapha), da República 1060 e 544 (Mendigo, Golé, Gugu, Daniboy, Buchecha, Fralda, Menna, Asteca, Guto, Panda, Índio e Phil), da República Portão Branco (Lari, Carlos, Gabi, Fran, Ygtea e Yaci) e da República Uairigatô (Nádia, Aline, Lelê e Lucas) por terem sido grandes irmãos e me aguentado durante esse tempo.

Aos colegas de sala em especial Bia e Golé por terem sido parceiros tornando essa fase prazerosa e divertida, mesmo nos momentos de extrema tensão. Ao Hugo por toda a parceria nesse tempo, sem tempo ruim!

Ao Prof. Dr. Elson Paiva, pela oportunidade de trabalhar na área e apoio fornecido. Ao coorientador Msc. Maurício Baldim.

Por ultimo a todos da Universidade Estadual de Campinas que proporcionaram essa etapa da minha vida.

RESUMO

O Bloco Uauá está inserido na porção nordeste do Cráton São Francisco (CSF), considerado um bloco alóctone, composto por gnáisses Mesoarqueanos, complexos peridotíticos e dioríticos, diques máficos e corpos TTG's, além do enxame de diques que cortam o bloco. Primeiramente foi ralizado o levantamento de imagens da área para interpretação pré-campo, no campo foram descritos litotipos e estruturas, coletando amostras para análise geoquímica de elementos maiores e traços através de fluorescência de Raio-X e LA-ICP-MS, além de lâminas para descrição petrográfica. Na área de estudo foram mapeados dois complexos principais sendo um composto por gnaisses quartzo-feldspáticos e o outro formado por gnaisses tonalítico granodiorítico, ambos apresentando mergulho suave para SW. Estes dois complexos são separados por uma zona de milonitização que atravessa a área de N-S. A porção leste da área apresenta indicadores de movimento de topo para N. O estudo geoquímico buscou discriminar os litotipos a partir de diagramas multielementares para rochas plutônicas, tendo separado dois grupos principais de composição granodiorítica e tonalítica, foram usados também diagramas para a classificação dos magmas, apresentando um caráter cálcio-alcalino. Os gnaisses Mesoarqueano foram classificados entre TTG's, Sanukitóides, Biotita-duas mica granito e granito híbrido. A grande maioria foi classificado como TTG, uma amostra foi descrita como sanukitóide.

Palavras-chave: Cráton São Francisco (CSF), TTG, Sanukitóide, Geoquímica.

ABSTRACT

The Uauá Block is located in the northeast portion of the São Francisco Craton (CSF), considered as an allochthonous block, composed of Mesoarquean gneisses, peridottic and diorite complexes, mafic dykes and TTG bodies, as well as swarms of dams which cut through the block. First, an image survey of the area was carried out for pre-field interpretation. Lithotypes and structures were apparent in the field through the collection of samples for geochemical analysis of major elements, and traces via X-ray and LA-ICP-MS fluorescence, as well as blades for petrographic description. In the study area two main complexes were mapped; one composed of quartz-feldspathic gneisses and the other formed by granodioritic tonalitic gneisses, both of which presented a gentle south-western dip. These two complexes are separated by a milonitization zone that crosses the north-south area. The eastern portion of the area presents nothernly top movement indicators. The geochemical study sought to discriminate the lithotypes from multielementary plots for plutonic rocks, having separated two main groups of granodioritic and tonalitic composition. Diagrams were also used for the classification of magmas, presenting a calcium-alkaline characteristic. The Mesoarquean gneisses were classified among TTG's, Sanukitoides, Biotite two-mica granite and hybrid granite. The great majority was classified as TTG, and a sample was described as sanukitoide.

Key-words: São Francisco Craton, TTG, Sanukitoid, Geochemistry

ÍNDICE

AGI	RADECIMENTOSiv							
RES	SUMOv							
ABS	TRACTv							
ÍND	ICEvi							
ÍNDI	CE DE FIGURAS7							
1	INTRODUÇÃO7							
2	OBJETIVO8							
3	LOCALIZAÇÃO8							
4	MATERIAL E MÉTODOS14							
5	GEOLOGIA REGIONAL 20							
0	5.1.1 Cráton São Francisco 21							
	5.1.1 Craton Sao Francisco							
	5.1.5 Ologeno Itabulia-Salvador-Curaça							
	5.1.4 Bloco Gaviao e Sobradinio							
	5.1.5 Bioco Sertinina							
	5.1.0 Complexe Mauí							
	5.1.7 Complexo Gaua							
	5.1.6 Faixa Caldellao							
	5.1.9 Faixa Seigipana							
	5.1.10 Greenstone ben Kio Capini							
6	GEOLOGIA LOCAL							
7	GEOQUÍMICA47							
8	CONCLUSÃO57							
9	BIBLIOGRAFIA							
ANEXO 1- Mapa Geológico64								
ANEXO 2 – Tabela de elementos maiores e traços obtidos através de FRX e ICP-MS7								

ANEXO 3 – Mapa de Pontos	.7
ANEXO 3 – Mapa de Localização de Lâminas	.8
ANEXO 4 –Localização de Amostras Geoqímica	.9

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do Estado da Bahia, município de Uauá e área de estudo9
Figura 2 Mapa de deslocamento do Aeroporto de Petrolina/PE para a cidade de Uauá/BA10
Figura 3 Imagem da região de Uauá-BA11
Figura 4 : Ponte da estrada Uauá-Cartaca sobre afluente do Vaza Barris12
Figura 5: Vegetação tipica da Caatinga13
Figura 6 Imagem da amplitude do sinal análitico (ASA)15
Figura 7 Imagem Gamaespectrométrica razão de (Th-U-Pb).
Figura 8 Imagem Aster17
Figura 9 Principais crátons brasileiro
Figura 10-Blocos da porção norte do CSF, adaptado de Texeira(2017)
Figura 11 Mapa de caracterização geológica da porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-
Curaçá24
Figura 12. Mapa de localização dos blocos arqueanos, com detalhe para o bloco Serrinha27
Figura 13 Afloramento augen gnaisse na porção oeste33
Figura 14: Ocorrências na porção centro-sul da área
Figura 15: Afloramentos á lestes próximo ao Cinturão Rio Capim
Figura 16: Afloramentos próximos à zona de milonitização
Figura 17: Corpos de granada biotita gnaisse, ocorrendo na porção oeste da área
Figura 18: Afloramentos porção oeste da área
Figura 19: Muscovita granito ocorrendo na porção nordeste dobrado
Figura 20: Afloramentos externos à área de estudo40
Figura 21 Lâminas delgadas com nichols cruzados42
Figura 22: Medidas de direção de mergulho da foliação, mostrando uma concentração de
medidas com mergulho entre 30º e 40º para SW
Figura 23: Plotes em stereograma, mostrando mergulhos de alto grau com sentido NNW-SSE.
Figura 24 Medidas estruturais Sn de possível rampa lateral da nappe, com as lineações oblíquas.
Figura 25 Sterograma com medidas estruturais45

Figura 26 Steronet com valores de Sn do Muscovita Granito que ocorre à nordeste da área,											
nodelo interpretativo da estrutura45											
Figura 27: Classificação de magmas, segundo Irvine and Baragar (1971), Drummond and											
Defant (1990), Martin (1987) e K-Na-Ca (Barker and Arth, 1976)48											
Figura 28: Diagrama de Harker para elementos maiores e traços49											
Figura 29: Diagrama de Spider de elementos terras raras, normalizado pelo condrito. (Boynton											
1984)											
Figura 30: Plotes de diagramas para granitóides Arqueanos. A- [(Na2O+K2O)-CaO] x SiO2											
(Frost et al. 2001). B- Somatória de óxidos "máficos" (FeOt+MgO+MnO+TiO2) x SiO2. C-											
Al2O3/(FeOt+MgO) x CaO/(Na2O+K2O)											
Figura 31: Diagrama de classificação de granitóides Arqueanos. 2*A/CNK											
(Al2O3/[CaO+NaO2+K2O]; Na2O/K2O; FMSB (2*[FeOt+MgO]wt%*(Sr+Ba)wt%. Laurent and the second s											
et al. 2014											
Figura 32: Elementos incompativeis (Sa+Ba; La normalizado para o condrito e a somatória de											
HFSE= Nb+Zr+Y). Laurent et al. 2014											

1 INTRODUÇÃO

A região nordeste do cráton São Francisco é formada por rochas arqueanas em parte retrabalhada no Paleoproterozóico (Teixeira et al. 2000). Barbosa e Sabaté (2004) propõem a colisão de quatro blocos arqueanos durante esse período, a saber: Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá. O Bloco Serrinha, área de interesse para este projeto, é constituído por migmatitos, gnaisses diversos, complexos máfico-ultramáficos, enxames de diques máficos e dois greenstone belts (Rio Itapicuru e Rio Capim). O Bloco Serrinha contém um bloco menor denominado Bloco Uauá, onde está inserida a área de estudo, que é considerado alóctone (Oliveira, 2011). Este bloco é limitado a oeste pela zona de cisalhamento Caldeirão e a leste pelo greenstone belt Rio Capim. O bloco é constituído por rochas arqueanas, como gnaisses cinza, corpos gabróicos e graníticos (e.g. Oliveira et al., 2010), sanukitóides (Oliveira & Amaral, 2014) e por dois enxames de diques máficos (Oliveira et al., 2013). Apesar de estudos já terem sido realizados nos diques máficos (e.g. Oliveira et al., 2013), pouco se conhece sobre os gnaisses.

Rochas arqueanas vêm sendo alvo de estudo a fim de compreender melhor a dinâmica de evolução da crosta. Apesar do número de estudos ter crescido bastante com o melhoramento dos métodos analíticos e equipamentos, os granitóides arqueanos ainda não estão bem compreendidos. Halla (2016) listou algumas destas deficiências, como falta de classificação sistemática e nomenclatura, assinaturas geoquímicas não interpretadas, geocronologia e geoquímica não conectadas, e falta de compilação e comparação sistemática. Tendo em vista estes problemas, alguns autores como Moyen &Martin (2012), Laurent et al. (2014), Halla (2016) e Joshi (2016) estão se esforçando para compilar os trabalhos existentes relacionando a geoquímica destes granitóides com uma nomenclatura geral, a fim de comparar os similares e propor um ambiente tectônico para a formação destes. Os termos utilizados foram retirados de estudos anteriores como "TTG" (Baker 1979), "Sanukitoid" (Shirey & Hanson 1984) e "Closepet-type" granitoids (Moyen et al. 2003).

Recentemente, numa revisão sobre gnaisses do Arqueano, Laurent et al. (2014) propuseram a divisão dos mesmos em quatro grupos com base em aspectos petrográficos e geoquímicos. O grupo mais comum é representado pela suite trondhjemito-tonalito-granodiorito ("TTG", Baker 1979) seguido em menor abundância por granitos a duas micas,

sanukitóides ("Sanukitoid", Shirey & Hanson 1984) e granitos híbridos, estes de composição intermediária entre as demais. Os granitos duas micas e híbridos foram tratados por Halla (2016) como "Closepet-type" granitóides, nomenclatura proposta por (Moyen et al. 2003).

As razões para tal diversificação ainda são incertas. Acredita-se que os TTGs resultaram da fusão parcial de crosta máfica com granada (e.g. Rapp et al., 1991), os sanukitóides por fusão de cunha do manto metassomatizada (e.g. Martin et al., 2010) e os demais granitos por fusão de crosta gnáissica pré-existente (e.g. Farina et al., 2015).

2 OBJETIVO

Esse trabalho apresenta como objetivo a caracterização composicional, litológica e de ambiente de formação do magma a partir da análise geoquímica, de elementos traços e maiores, e petrográfica dos gnaisses mesoarqueanos do embasamento do bloco Uauá, com o intuito de compreender melhor a origem desses magmas e sua formação. Também será apresentado um mapa geológico-estrutural 1:50.000 oriundo das informações obtidas em campo.

3 LOCALIZAÇÃO

Localizada próxima a cidade de Uauá, onde foi realizada a hospedagem durante os dias de trabalho de campo. A cidade situa-se na porção nordeste do estado da Bahia a 427km da capital salvador. A Figura 1 apresenta a localização do estado da Bahia, municipio de Uauá e área de estudo.



Figura 1: Mapa de localização do Estado da Bahia, município de Uauá e área de estudo.

Área encontra-se no municipio de Uauá, noroeste do povoado de Carataca e à sudeste do povoado de Curundundum. O acesso à cidade é feito através das rodovias BR-235 ou pela BA-116. Para o transporte e acesso ao local foi utilizado o aeroporto de Petrolina, seguiu-se de carro até a cidade de Uauá. O trajeto está apresentado na Figura 2 e a área de estudo representada na Figura 3.



Figura 2 Mapa de deslocamento do Aeroporto de Petrolina/PE para a cidade de Uauá/BA. Retirado de Google Mapas.



Figura 3 Imagem da região de Uauá-BA. Obtida através do Google Earth.

Inserida na Bacia Hidrográfica do Vaza Barris (Plano Diretor de Recurso Hídricos, 1996), drenagem que corta a área de oeste à leste, nascendo na Serra da Canabrava, em Uauá e desembocando no Oceano Atlântico em Aracaju – AL. Além do Vaza Barris, mais três grandes drenagens cortam a área, sendo estas afluentes do primeiro (Figura 4). As drenagens da região apresentam condições intermitentes, permanecendo a maior parte do ano secas, o que as torna um bom alvo para encontrar afloramentos; no entanto, são muito arenosas, dificultando a caminhada. Para a locomoção com veículos nesta área é preciso uma atenção em eventuais chuvas, pois grande parte das estradas locais cortam drenagens, impossibilitando a travessia quando estão cheias.

Figura 4 : Ponte da estrada Uauá-Carataca sobre afluente do Vaza Barris. Drenagem intermitente característica da região.

O clima da região apresenta precipitação média anual de 400 mm/ano, sendo classificada como semiárido, segundo a classificação climática de Koppen-Geiger. Vegetação de Caatinga, com árvores baixas e arbustos, em geral caducifólias perdendo as folhas na estação das secas. Na área de estudo, as vegetações mais conhecidas são: Xique-Xique do Sertão, Mandacaru, Cansanção, Favela e Umbuzeiro (Figura 5). As quatro primeiras dificultavam a locomoção por serem espinhosas e a última foi usada como fonte de alimento durante os campos.

Figura 5: Vegetação tipica da Caatinga. A- Árvores de Favela. B- Mandacaru. C- Xique-Xique

A classificação gemorfológica da área foi proposta pelo projeto RADAMBRASIL (1983), com uma vasta superfície plana com inclinações variando entre 1 e 3%, sendo classificada de Pediplano Sertanejo.

4 MATERIAL E MÉTODOS

O desenvolvimento do projeto de conclusão de curso foi segmentado em três etapas. Durante todas as etapas foram feitas revisões bibliográficas visando fortalecer o conhecimento requerido em cada uma.

Na primeira etapa, foram realizados estudos pré campo, que consistem em reunir materiais para prestar suporte ao trabalho de campo. Nesta etapa foram analisadas imagem de elevação SRTM e do *Google Earth*® visando reconhecer estradas e suas encruzilhadas, rios e seus afluentes e locais onde poderiam haver afloramentos rochosos, com o auxílio da carta geológica da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (Folha Uauá 1:100.000 – SC.24-V-D-VI), para ter um conhecimento prévio dos litotipos que ocorrem na região.

As imagens de satélite podem ser usadas como ferramentas para interpretação de uma área extensa. A composição colorida digital LANDSAT 8 OLI foi usada na composição de cor real R4G3B2, servindo de auxílio para identificação dos principais lineamentos e litotipos. Nesta imagem é possível também identificar os diques que ocorrem na área. As cenas ASTER foram processadas através do software ENVI, a fim de destacar diferentes litotipos e estruturas, e para isso foi empregada a composição (4/7)(4/1)(2/3x4/3) (Figura 8). As imagens de magnetometria ASA (amplitude do sinal analítico) e Gamaespectrométrica foram fornecidas pela CPRM, conforme ilustrado nas Figuras 6 e 7. O mapa ASA, permitiu a visualização de diferentes respostas magnéticas, podendo estar associadas à diferentes litotipos e ressaltando estruturas. Segundo Dickson & Scott (1997), o método gamaespectrométrico se limita aos primeiros 30 cm da superfície, portanto, se tratando de um terreno com pequena espessura de solo, as respostas obtidas pelo método podem ser mais influenciadas pela rocha sob esse solo. Este método permite calcular as concentrações aproximadas dos principais radioelementos das rochas e solos, como Tório (Th) Urânio (U) e Potássio (K), que são encontrados principalmente em rochas ígneas ácidas, pois estão ligados aos minerais ricos em sílica (Okida, 2001). Vasconcellos et al. (1994) citam a possibilidade de um empobrecimento de urânio e tório em relação ao potássio, para granitóides que sofrem metamorfismo.

Figura 6 Imagem da amplitude do sinal análitico (ASA) obtida através da CPRM.

Figura 7 Imagem Gamaespectrométrica razão de (Th-U-Pb).

Figura 8 Imagem Aster.

A segunda etapa do presente trabalho compreendeu o trabalho de campo, realizado do dia 29 de janeiro a 12 de fevereiro de 2017. Neste período foram realizados 128 pontos em uma área de aproximadamente 380 km², sendo que em cada ponto foi descrito a mineralogia e e coletado medidas de foliação e lineação, utilizando gps, lupa, bússola e martelo. Foram coletadas amostras para petrográfia, geoquímica e geocronologia. A última não será discutida neste trabalho de conclusão de curso, porém será alvo de estudos para o projeto de pesquisa no qual está inserido. Para as amostras de gnaisses, buscou-se coletar porções mais homogêneas, de preferência mais fina e sem fenocristais, a fim de minimizar o efeito pepita. Caso não fosse possível evitar os fenocristais, o volume de amostra coletada era maior. Webb et al. (2008) citam o efeito pepita como uma possível causa na dispersão de valores nos resultados, principalmente quando são analisadas alíquotas reduzidas.

Por fim, a terceira etapa envolveu a preparação de amostras para análise por fluorescência de Raio-X, LA-ICP-MS e lâminas delgadas, além da finalização do mapa geológico escala 1:50.000.

Para as análises geoquímicas, foram selecionadas vinte e três amostras coletadas em campo. Vale ressaltar que no campo tomou-se o cuidado de deixá-las com o tamanho necessário para que coubesse no pulverizador *Fritsch* (modelo II, Alemanha), evitando o manuseio das amostras em locais possivelmente contaminados. Após pulverizadas as amostras foram quarteadas, separou-se uma alíquota de 50-100 gramas para que fosse cominuída em moinhos planetários de ágata *Pulverizette* 5 e 9. Para este processo foi tomado o cuidado de higienizar os potes e bolas de ágata, e para finalizar a limpeza foi colocado areia no moinho, deixando um ciclo completo a fim de retirar todos possíveis contaminantes.

Após cominuídas, as amostras foram encaminhadas para o laboratório de fluorescência de raio-X para anáise dos elementos maiores presentes na rocha. Para cada alíquota foi separado um grama de amostra para seis gramas de fundente (proporção 6:1). O fundente usado segue uma mistura de metaborato e tetraborato de lítio (proporção 4:1). A mistura da amostra com fundente foi colocada em cadinhos e moldes de platina, adicionando-se solução de iodeto de lítio (250 g.L⁻¹)e, em seguida, encaminhada para o instrumento de fusão *Claisse M4 fluxer*. O combustível utilizado no aparelho foi gás GLP. Após a confecção da pastilha, os cadinhos e moldes foram lavados em ácido clorídrico 15%. A pastilha de vidro gerada foi analisada pelo método de espectrometria de fluorescência de raios-X, utilizando o aparelho *Philips Pw 2404 para a identificação d*os óxidos dos elementos maiores, praticando pequenas modificações do

procedimento descrito por Vendemiatto & Enzweiler (2001). O controle de qualidade dos resultados foi realizado pela análise paralela de materiais de referência (BRP-1 e GRI-1) e de duplicata da amostra 17-VH-07.

Adicionalmente, amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UNICAMP para a análise de elementos traços. Foi utilizado 0,1g de cada amostra cominuída para realizar a dissolução em uma mistura de ácidos nítrico (0,5 ml) e fluorídrico (2ml) destilados uma vez. A dissolução foi realizada utilizando bombas tipo *Parr* e aquecidas durante cinco dias em uma estufa de secagem *Quimis* a 180°. Utilizou-se água ultrapura (18,2 M Ω .cm) obtidas através do sistema *Milli-Q* para preparar as soluções, e o ácido nítrico foi purificado previamente por sub-ebulição. Os frascos usados foram higienizados com ácido nítrico 5% e enxaguados com água ultrapura. Também foi realizada duplicata e análise de materiais de referência internacional para controle de qualidade.

O limite de detecção (LD) foi determinado como sendo a média (x) mais 3 desviospadrão (s) de dez medidas do branco (LD= x +3s). Recomenda-se a utilização somente de dados analíticos cujos valores analíticos superem o limite de detecção do método em pelo menos dez vezes. As medições foram realizadas em SF-ICP-MS Element XR (Thermo).

As amostras para petrografia, foram preparadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UNICAMP. As amostras foram analisadas macroscopicamente a fim de reconhecer características padrões que pudessem definir litotipos diferentes. Foram preparadas doze lâminas delgadas, utilizando as mesmas amostras analisadas para geoquímica. A análise foi realizada por meio de microscópio de luz polarizada.

Para a confecção do mapa geológico, foram utilizados os softwares ArcMap 10.3 e CorelDRAW X8. A revisão bibliográfica foi de extrema importância, principalmente para a descrição do contexto regional.

5 GEOLOGIA REGIONAL

No Brasil ocorrem zonas de maior estabilidade tectônica definidas como crátons (Figura 9), os quais são caracterizados por porções da litosfera continental. Como estas porções são diferenciadas desde o Arqueano, adquiriram grande resistência mecânica, fazendo com que os crátons registrem a maioria dos eventos importantes que ocorrem no continente. Os seus limites podem ser traçados ao longo das zonas de sutura caracterizadas nos orógenos brasilianos (Alkmim et al. 1993, 2004).

Figura 9 Principais crátons brasileiro. Subdivisão baseada em Almeida et al. (1977), retirado de (Alkimin, 2004).

5.1.1 Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (CSF), foi descrito e individualizado como uma unidade geotectônica por Almeida (1977) como uma região estável desde o final do Evento Transamazônico e é considerado uma extensão do Cráton do Congo, do qual separou-se durante a abertura do Atlântico Sul (Cordani et al. 2000). Está localizado no Nordeste brasileiro, principalmente no estado da Bahia e sua extremidade inferior no estado de Minas Gerais. As margens do CSF são delimitadas por faixas móveis brasilianas, onde a sul e oeste está a faixa Brasília, a noroeste Rio Preto, a norte estão as faixas Riacho do Pontal e Sergipana e a sudeste a faixa Araçuaí (Almeida, 1981). Rochas arqueanas a paleoproterozoicas compõem o embasamento do CSF, Teixera et al. (2000) descrevem o embasamento sendo formado por migmatitos de alto grau e granulitos com idades arqueanas, gnaisses e granito-greenstone paleoproterozóicos, além de rochas plutônicas com grande variedade composicional. Rochas siliciclásticas e químicas compõe a cobertura meso-neoproterozóica.

As assembleias arqueanas expostas na porção norte do CSF, área de estudo, foram interpretadas por Barbosa & Sabaté (2004) como um mosaico de blocos individuais limitados por domínios orogênicos paleoproterozoico. Quatro blocos (Gavião, Sobradinho, Serrinha e Jequié) constituem o mosaico e são separados pela zona de cisalhamento paleoproterozóica Contendas-Jacobina, a oeste encontra-se os blocos Gavião e Sobradinho, para leste estão os blocos Serrinha e Jequié, estes foram bastante afetados pelo evento colisional paleoproterozóico, responsável por desenvolver o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça (Figura 10).

Figura 10-Blocos da porção norte do CSF, adaptado de Teixeira(2017).

5.1.2 Bloco Jequié

Está localizado a sudeste do lineamento Contendas-Jacobina, se estendendo para leste em direção a costa atlântica. Possui forte alinhamento N-S, composto por rochas arqueanas de alto-grau, separadas por falhas com intrusão de material granítico e deformação, e reequilibrado em facies granulito relacionado à orogenia paleoproterozóica (Teixeira, 2017)

O bloco é composto por rochas plutônicas cálcio-alcalinas representadas principalmente por gnaisses e granulitos ácidos. A porção nordeste é composta principalmente por corpos gabro-anortosito segundo Barbosa et al. (2012). Enquanto que na porção oriental, mais próxima ao orógeno Itabuna-Salvador-Curaça, Barbosa (1990) mapeou gnaisses bandados em facies anfibolito com bandas de anfibolito e quartzo-feldapáticas. Já a porção norte, possui tanto granulitos charnockíticos como rochas supracrustais em facies granulito, que podem ser depósitos de bacia intracratônica. As porções ocidental e central do bloco apresentam granulitos heterogêneos orto- e para-derivados, bem como rochas enderbiticas a charnockíticas. Tais rochas apresentam protólitos com idades arqueanas, embora a história tectôno-metamórfica se relacione com a geodinâmica paleoproterozóica. Além disso, Teixeira et al. (2000) acreditam que o bloco Jequié tenha sido um dos blocos arqueanos que se colidiram com bloco Gavião e Serrinha durante a orogênia paleoproterozóica.

5.1.3 Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá

Considerado o segmento crustal mais novo do CSF (Barbosa &Sabaté, 2002), sendo alvo de pesquisas devido ao seu alto potencial metalogenético e por sua complexidade geotectônica (Mello et al., 2001; Oliveira et al., 2004a, 2010). O embasamento contém ortognaisses de alto grau com restos de rochas arqueanas do cinturão paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá (Oliveira et al., 2010).

O orógeno encontra-se na porção oriental do CSF ao longo de aproximadamente 800 km, com exposição de rochas metamórficas de alto grau. É segmentado na latitude da cidade de salvador em dois braços. Embora sejam propostos diferentes nomes para os segmentos, nesse trabalho será usado a nomenclatura proposta por Barbosa et al. (2001a), dividindo em Segmento Norte e Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

O Segmento Sul está orientado para nordeste seguindo a costa litorânea, fazendo limite a leste com o Oceano Atlântico e a oeste com o bloco Arqueano Jequié. Já o Segmento Norte (Figura 11) se orienta para norte e está entre dois blocos Arqueanos, a oeste faz limite com o bloco Gavião e a leste com o bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira et al., 2004).Oliveira et al. (2010), acreditam que esses blocos tenham se colidido durante o evento Paleoproterozóico (2,10 – 2,08 Ga).

No Orógeno ocorrem rocha plutônicas e supracrustais metamorfisadas em alto grau, facies anfibolito a granulito, e diversas intrusões graníticas (Melo et al., 2001).

Figura 11 Mapa de caracterização geológica da porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Greenstone belts: 1, Rio Itapicuru; 2, Rio Capim; 3, Mundo Novo. Subdomínios no embasamento do núcleo Serrinha: R, Retirolândia; J, Jacuricí; U, Uauá. Corpos Graníticos: S, sienito Itiúba; I, tonalito Itareru; A, domo Ambrósio; T, tonalito Teofilândia; CB, faixa Caldeirão. Linhas em negrito indicam o limite aproximado da orogênese no núcleo em fácies granulito. O retângulo em vermelho indica a área aproximada do estudo (adaptado de Oliveira et al., 2010).

5.1.4 Bloco Gavião e Sobradinho

Sendo um extenso terreno da parte oeste do embasamento é de amplo interesse de estudo, pois contém exposição de rochas arqueanas, podendo servir de ferramenta para entender a evolução crustal na América do Sul.

O embasamento é constituído por duas suítes TTG metamorfisadas em facies anfibolito, equilibradas na facies xisto-verde. Sequência supracrustal, composta por associação de ortognaisses, leptinitos e anfibolitos (sequência vulcanossedimentar Contendas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo) (Martin & Sabaté 1990, Barbosa et al., 2003).

Está coberto em grande parte pelas sequências metassedimentares paleo/mesoproterozoicas do super grupo Espinhaço e pelo grupo Bambuí neoproterozóico (Barbosa et al. 2012).

Sua borda oriental é limitada pelo lineamento paleoproterozóico Contendas-Jacobina e a sul pelo cinturão Araçuaí neoproterozóico (Teixeira et al. 2017).

No bloco Sobradinho encontram-se duas sequências sobrepostas: por baixo a sequência vulcano-sedimentar e por cima a sequência metasedimentar. Angelim (1997) propôs idades para intrusões graníticas de 3,3 Ga, restringindo a idade da associação metavulcanosedimentar ao mesoarqueano.

Entre as cidades de Sobradinho e Campo alegre de Lourdes, Teixeira et al. (2017) descrevem gnaisses e migmatitos que pertencem ao bloco Sobradinho, contendo raros enclaves gabro-dioritico, onde foi datado uma população de zircão com idades de 3,53 Ga. Por idade modelo Sm-Nd TDM para as amostras, obteve-se idade superior a 3,7 Ga. Utilizando a idade modelo para Hf TDM, obteve-se um intervalo de 3,7 a 3,9 Ga (Dantas et al. 2010, 2013).

Dantas et al. (2013), interpretam o bloco Sobradinho como um micro-continente acrescido ao paleocontinente São Francisco, durante a Orogenia Paleoproterozóica. Porém a partir de uma revisão do comportamento tectônico da porção norte do CSF, Barbosa et al. (2012) interpretam o bloco Sobradinho como uma porção norte do bloco Gavião.

5.1.5 Bloco Serrinha

Este é o menor bloco neoarqueano da porção norte do CSF, porém as relações de campo em conjunto com os dados geocrônológicos e geoquímicos fazem deste a área mais conhecida do cráton (Teixeira, 2017), ilustrado pela Figura 12. Com uma estrutura elipsoidal o bloco ocupa uma área de 21.000 km² alongada N-S, que resistiu bastante à orogênese paleoproterozóica (2,1 – 1,8 Ga), preservando seus núcleos arqueanos. Sua porção oeste e sul faz limite com o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e a leste possui outro contato tectônico com a faixa neoproterozóica Sergipana e por rochas sedimentares das bacias do Tucano e Recôncavo (Barbosa & Sabaté, 2004; Rios et al., 2006; Oliveira et al., 2010).

Os subdomínios gnáissico-migmatitico mesoarqueno, denominados complexos Santa Luz e Uauá (Grisólia & Oliveira, 2012), são representados por migmatitos, gnaisses bandados, TTG e ortognaisses, esses complexos são intrudidos por diques máficos e complexos máficoultramáficos. As rochas do embasamento foram metamorfisadas em facies anfibolito a granulito e estão em contato tectônico com dois cinturões. O Complexo Santa Luz faz contato com o Rio Itapicuru e o Uauá é considerado um bloco alóctone fazendo contato com o cinturão Rio Capim na zona de cisalhamento galo de ouro. Plutons graníticos, sin a pós tectônicos, estão encaixados nesses greenstone belts, onde as estruturas domicas estão relacionas ao evento orogênico paleoprterozóico (Mello et al. 2006).

Figura 12. Mapa de localização dos blocos arqueanos, com detalhe para o bloco Serrinha. A-) Localização dos blocos Gavião, Jequié, Serrinha e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. B-) Caracterização geológica do bloco Serrinha. Fonte: Baldim, 2014

5.1.6 Complexo Santa Luz

O Complexo Metamórfico de Santa Luz, como proposto por Mascarenhas (1979), é formado por rochas gnáissico-migmátiticas em fácies anfibolito (Mascarenhas & Garcia, 1989). Melo (1991) divide o complexo em duas unidades distintas. A primeira constitui-se de gnaisses bandados com alternância entre gnaisses cinza (com biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo e bandas anfibolíticas com e sem granada. A segunda é formada por ortognaisses de suítes TTG com estruturas migmatiticas. O contato com cinturão Rio Itapicuru é dado com discordância estrutural entre as foliações (Davison et al. 1998, Oliveira et al. 2010, Grisólia & Oliveira, 2012).

5.1.7 Complexo Uauá

Neste complexo está inserida a área de estudo. Oliveira (2011) o considera um bloco alóctone, limitado a oeste pela faixa arqueana-paleoproterozóica Caldeirão e a leste pelo cinturão paleoproterozóico Rio Capim.

O embasamento do complexo é principalmente formado por gnaisse bandado antigo, intrudido por lentes anortositicas mesoarqueanas, complexos peridotiticos e dioriticos, diques máficos metamorfizados e corpos TTG's. Diques noríticos (SE - NW) e toleíticos (SW – NE) encontram-se não metamorfizados cortando o centro do complexo. (Oliveira et al. 2011, 2013). As outras rochas encontram-se metamorfizadas em facies granulito e sofreram retrometamorfismo para facies anfibolito.

As rochas ígneas felsicas metarmofisadas em facies granulito com intercalações de granulitos máficos com granada são fortemente foliadas com mergulho horizontal ou sul de baixo ângulo. Estes apresentam lineações de estiramento e dobras assimétricas indicando um movimento de sul para norte (Oliveira et al. 2013 e referências). Oliveira et al. (2010) mostraram dados do gnaisse bandado, apresentando idade de 3,0 Ga com valores de E a(3.0Ga) ligeiramente negativo a positivo, combinando com características geoquímicas de elementos traços que apoiam a ideia de ser formado em zona de subducção. Essas rochas têm indícios de representar uma fatia exumada das raízes de um arco continental mesoarqueano, apoiado pelas idades de U-Pb de 3,12 a 3,13 Ga, obtidas por Cordani et al. (1999) para o tonalito Capim, porém as idades relatadas para corpos ígneos félsicos por Oliveira et al. (2010) são de 3,07 a 2,99 Ga. O enxame de dique toleítico apresentou idade de 2,62 Ga e corta as rochas do complexo Uauá, podendo representar um braço abortado de sistema de rifte neoarqueano. (Oliveira 2011; Oliveira et al. 2013).

5.1.8 Faixa Caldeirão

Limita a margem oeste do bloco Uauá e possui mais de 280 km aproximadamente N-S. É segmentado em duas zonas de sequências cisalhadas de quartzitos, paragnaisses, ortognaisses, rochas máficas e migmatitos, todos metamorfizados em fácies anfibolito a granulito com mergulho acentuado (Teixeira et al. 2017, Baldim e Oliveira, 2016).

A deformação da faixa Caldeirão se fez durante a extrusão lateral para o norte do bloco Uauá no Paleoproterozóico (Oliveira et al. 2013). Redobramentos de antigas estruturas, intrusões graníticas e pegmatíticas marcam a transição da faixa para o bloco Uauá com o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento.

5.1.9 Faixa Sergipana

Foi descrita por Trompette (1997,2000) como sendo o segmento oeste do Orógeno Oubanguide, que se estende para o noroeste Africano. É de consenso geral que a Faixa seja dividida em cinco domínios litotectônico (Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância), que são separados por zonas de cisalhamento neoproterozóicas (Davison and Santos, 1989; Silva Filho, 1998).

Os primeiros três domínios são formados por rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, já os últimos são constituídos por rochas sedimentares. O modelo de evolução da Faixa Sergipana propõe o fechamento de uma bacia oceânica, com formação de um arco continental e, por último, uma colisão continental. (Oliveira et al., 2010).

5.1.10 Greenstone belt Rio Capim

O Cinturão Rio Capim está ao leste do bloco Uauá, fazendo contato através da Zona de Cisalhamento Galo do Ouro. Esta zona possui orientação N-S com relações S/C e dobras assimétricas que indicam cinemática dextral (Oliveira, 2011). Sua porção oriental é recoberta por rochas sedimentares neoproterozóicas da Faixa Sergipana. É considerado um cinturão

relativamente pequeno, possuindo as extremidades norte e sul mais estreitas (~4 km) e a porção central mais larga (20 km), com direção N a NO (Oliveira et al., 2011).

Composto por rochas deformadas metamorfizadas vulcânicas máfica a félsica, e rochas sedimentares associadas intrudidas por plutons de composição gabro-diorito a granito. Metabasaltos e metatufos intercalados com rochas metassedimentares pelítica e rochas metassedimentares químicas a vulcânica-química, metadacito a meta-quartzo andesito, localmente porfirítico, intrusões gabróicas e graníticas, diques felsicos intrudindo o bloco Uauá. (Winge and Danni, 1980,Fonseca, 1986, Oliveira et al., 2011).

5.1.11 Geocronologia

Apesar de não ser alvo do presente estudo, a geocronologia é uma ferramenta de grande auxílio para a compreensão da evolução tectônica e assembléia litológica. A Tabela 1 apresenta uma síntese das características para a porção norte do CSF.

Tabela 1: Características da evolução Arqueana e Paleoproterozóica do segmento norte do CSF. Adaptada de Teixeira et al. 2017.

Eventos	U-Pb fai s a de idade	Carácteristicas geo-tectônicas	Dados isotópicos e geoquímicos						
Paleoproterozóico: arcos continentais e oceânicos	2,17 - 2,04	Fechamento oceânico, arcos de ilha, colisão e retrabalhamento de blocos Arqueanos, metamorfismo de alto- grau, extrusão de terreno (bloco Uauá), formação final do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá	Dados de isótopo de Nd juvenil, assinaturas calcio-alcalinas, idade metamórfica U-Pb em zircão						
Neoarqueano 2: Caraíba	2,65 - 2,56	Complexo Caraíba: margem continental são batólitos, intrusões máfica-ultramáfica (São José do Jacuípe lentes de anortosito, Caraíba complexo norito-piroxenito, Rio do Jacaré sill gabróico), Uauá enxame de dique tholeítico. Granitóides tardios no bloco Gavião	Assinatura de isótopo Nd juvenil a crustal e geoquímica calcio-alcalina dos ortogranulitos Caraíba						
Neoarqueano 1: Jequié	2,80 - 2,70	Granitóides tardios tectônicos no bloco Gavião, granitos do bloco Jequié, diques noríticos de Uauá, corpo serpentinito cromitifero Pedra Preta	Rochas gnaissicas com assinatura Nd tipo juvenil (complexo Jequié) com afinidade geoquímica com arcos continentais e oceânicos						
Mesoarqueano: Serrinha-Uauá	3,20 - 2,98	Serrinha gnaisses TTG, Uauá-Capim granitóides, ortognaisse alto-grau e Santa Isabel gnaisses (bloco Gavião). Lagoa da Vaca anortosito. Rochas granitóides no bloco Gavião	Assinatura geoquímica de TTG e assinatura juvenil de isótopo Nd						
Paleoarqueano: Sobradinho e Sete Voltas	3,40 - 3,26	Greenstane belts (Mundo Novo, no bloco Gavião, Lagoa do Alegre no bloco Sobradinho), Plutons TTG e gnaisses (domo Sete Voltas), e dacito no cinturão supracrustal Contendas- Mirante	ldade U-Pb em zircão e assinatura Nd-Hf						
Paleoarqueno a Eoarqueano: Enclaves	3,50 - 3,70	Complexo gnaissico-migmatitico antigo (ex., Complexo gnaissico- migmatitico Riacho de Santana e enclaves grabro-diorito no gnaisse migmatitico Sobradinho	Idades U-Pb e Hf em zircao de enclaves dioriticos em migmatito (bloco Sobradinho), e zircão herdado no granito paleoproterozóico Quijinge (Rio Itapicuru greenstone belt)						

6 GEOLOGIA LOCAL

A geologia local foi elaborada a partir de observações de campo como descrição mineralógica macroscópica do afloramento e suas relações estruturais. Lâminas delgadas serviram como auxílio na definição do litotipo, já que a diferença de composição é dificil de ser realizada com precisão. As imagens de satélite também foram usadas para definir estruturas e estimar contatos de litotipos. O mapa geológico e o mapa de pontos encontram-se nos anexos.

As rochas observadas em campo pertencem ao complexo Uauá e nos limites possuem influência da Faixa Caldeirão, Faixa Sergipana e pelo Cinturão Rio Capim. Foram divididos 06 litotipos na área.

Porção centro-ocidental da área de estudo é composta principalmente por gnaisses quartzo feldspático, possuindo uma assembéia mineral constituida principalmente por plágioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita. Algumas áreas apresentam bandas com magnetita, fenocristais de feldspato potássico, formando augen-gnaisse (Figura 13). Rochas máficaultrmáficas estavam entre as foliações gnaíssicas na forma de lentes e/ou *boudins*, com composição anfibolítica e segregações leucodioríticas. As rochas apresentam coloração mais amareladas a bege e estavam bem alteradas em campo, as vezes apresentando coloração mais escura com composição mais diorítica. Os afloramentos estão, em sua maioria, em drenagens e alguns próximos às estradas. Alguns afloramentos apresentavam paleossoma com textura mais fina e coloração mais escura, e neossoma mais claro e migmatítico de composição granítica, com dobras sem raíz. Próximo à Faixa Caldeirão, as rochas encontravam-se mais estiradas a milonitizadas.

Figura 13 Afloramento de augen gnaisse na porção oeste. A- Augen gnaisse estirado, ponto 17-VH-09. B- Estrutura SC em augen gnaisse com topo para norte, ponto 17-VH-11. C- Lajedo próximo a Faixa Caldeirão, ponto 17-VH-53. D- Afloramento com fenocristais de feldspato rotacionados com movimento destral, ponto 17-VH-53.S

Porção centro-oriental apresenta predomínio de rochas gnaíssicas de composição granodiorítica a tonalítica. Os afloramentos estão em lajedos próximo às drenagens, sendo composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio, e piroxênio.. Também apresenta intercalações com anfibolítos com segregações leucodioríticas, sendo observadas lentes e/ou *boudins* entre as foliações.

Para a porção centro-sul foram descritos gnaisse cinza de composição diorítica a granodiorítica, com porção leucodiorítica, ilustrados na Figura 14.

Figura 14: Ocorrências de rochas na porção centro-sul da área. A- Afloramento gnaisse granodiorítico, 17-VHM-22. B- Visão macroscópica do gnaisse granodiorítico, 17-VHM-22. C- Afloramentoganisse diorítico, 17-VHM-20. D- Visão macroscópica do gnaisse diorítico, com alto teor de minerais máficos, 17-VHM-20. E- Afloramento gnaisse granodiorítico com enclaves máficos, 17-VHM-29. F- Visão macroscópica do gnaísse granodiorítico, 17-VHM-29. F- Visão macroscópica do gnaísse granodiorítico, 17-VHM-29.

Em toda a porção leste, principalmente sudeste, as rochas do embasamento foram afetadas pelo Cinturão Rio Capim, estando fortemente estiradas (milonitizadas) e dobradas, conforme ilustra a Figura 15.

Figura 15: Afloramentos à leste próximo ao Cinturão Rio Capim. A- Afloramento em drenagem com dobras fechadas, 17-VH-88. B- Afloramento com intercalação de rocha máfica e gnaissica, 17-VH-88.

Os dois principais complexos estão separados por uma zona de cisalhamento que atravessa a área de S-N, com direção preferêncial SSW-NNE. Esta estrutura foi identificada na etapa pré-campo, através da análise de imagens de satélite e geofísicas. Em campo não foi possível identificar indicadores de sentido, apenas rochas com foliaçao milonítica e alto mergulho. Na porção mais a norte da área ocorre gnaisses quartzo-feldspático milonitizado, apresentando uma coloração mais rosada. Na porção mais a sul a zona de milonitização é oobservada em gnáisse granodiorítico, milonitizado de coloração mais acizentada com presença de minerais máficos (Figura 16).

Figura 16: Afloramentos próximos à zona de milonitização. A- Afloramento quartzo-feldspático milonitizado, mais a norte da área. B- Visão macroscópica do gnaisse quartzo-feldspático milonitizado, 17-VH-73. C-Afloramento de gnaisse granodiorítico milonitizado, porção sul da área. D- Visão macroscópica do gnaisse granodiorítico milonitizado, 17-VH-18.

No extremo oeste da área, próximo a cidade de Uauá ocorrem alguns corpos de granada biotita gnaisse orientados SW-NE. Rocha cinza com minerais de biotita, plagioclásio, feldspato e quartzo equigranular bandado, ocorrem também lentes de granada e fenocristais de feldspato. Apresenta rotação com topo para sul. Locais com porção migmatizada de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, fenocristais de granada (0,5 a 2 cm) alterados com biotita sobreposta por porção mais máfica com menos quartzo e mais biotita. São intercaladas com porção pegmatitica de quartzo, feldspato potássico (fenocristais), plagioclásio e biotita, semelhante à encaixante, porém mais grossa (Figura 17).

Figura 17: Corpos de granada biotita gnaisse, ocorrendo na porção oeste da área. A- Granada intrafoliar, 17-VH-35.1. B- Granadas no plano de foliação, 17-VH-36.

Corpos ultramáficos anfibolíticos a noríticos cortam a área de SE-NW, em campo os afloramentos são bastante alterados, sendo evidenciado por mudanças abruptas da coloração do solo de marrom claro para marrom escuro. Os afloramentos com melhores condições de descrição encontram-se nas drenagens. Os principais minerais encontrados são o anfibólio, piroxênio, plagioclásio e biotita. Os noritos ocorrem como intrusões alongadas, compostos por plagioclásio, piroxênio e anfibólio (Figura 18).

Os corpos graníticos estão espalhados pela área na forma de intrusões, não tão deformados quanto as outras. Apresentam granulação média a grossa, com feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, e coloração rosada. Em alguns locais, apresentava leve presença de magnetita.

Figura 18: Afloramentos porção oeste da área. A- Granito rosa pouco folheado, 17-VH-30.. B- Gnaísse com fenocristais de feldspato rotacionados, apresentando topo para norte. Grãos de granada (Grt) acompanhando a foliação com sobras de alteração, 17-VH-26. C- Porção máfica cortando foliação de gnaisse, 17-VH-10. D- Porção leucrática, possivel neossoma, 17-VH-10. E- Estrutura apresentando movimentação com topo para norte, 17-VH-68.

No leste da área mais próximo ao Rio Capim foi mapeada uma estrutura de Muscovita Granito com formato oval orientada N-S. Rocha com bastante muscovita, quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, encaixada do embasamento com plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e quartzo (Figura 19).

O extremo nordeste da área pertence à Faixa sergipana, apresentando filitos ardosianos na base, pertencentes a sola das napes do Orógeno Sergipano com coloração roxeada, e acima metacalcários de granulação fina.

Figura 19: Muscovita granito ocorrendo na porção nordeste dobrado. A- Visão macroscópica de muscovita granito, com muscovita alinhaada a foliação. B- Afloramento muscovita granito, 17-VH-77.

Diques noríticos cortam o embasamento com direção SE-NW, sendo truncado por enxame de diques toleíticos com direção SW-NE. As relações de campo evidenciam que os diques toleíticos são mais novos que os noríticos. Os diques noríticos encontram-se bastante alterados, sendo evidenciados por blocos com superfície irregular, enquanto que os diques Toleíticos encontram-se mais preservados com afloramentos, principalmente nas drenagens, e os blocos têm aparência mais arredondada.

Também foram feitos pontos extrapolando a área. Pra oeste próximo à cidade de Uauá foi descrito sanukitóide em rampa latera, mais pra sul ocorre dique boudinado com ilmenita no centro e titânita na borda. Para leste na mesma latitude de Uauá ocorre rocha granítica com alto teor de muscovita, turmalina negra ocorre nas porções leucocráticas (Figura 20).

Figura 20: Afloramentos externos à área de estudo. A- Dique boudinado mais próximo a faixa caldeirão, 17-VHM-17. B- Muscovita granito, porção leucocrática com turmalina negra.

6.1 Petrografia

A petrográfia foi realizada a partir da descrição de doze lâminas delgadas, sendo destas: seis referentes as rochas gnaissicas quartzo feldspáticas e seis referente aos gnaisses tonalíticos a gradiorítico. Mapa de localização de laminas no Anexo 2.

O primeiro grupo é representado pelas amostras: 17-HE-08, 17-VHM-07 17-VH-09, 17-VH-10.3, 17-VH-29.1,17-VH-29.2. Este grupo apresenta uma assembléia mineral constituída por quartzo, plagioclásio (Ortoclásio), microclínio e biotita. Ocorrem como minerais acessórios Apatita, sericita, zircão e opacos.

Quartzo é xenoblástico com extinção ondulante e subgrão. Ocorre na forma de fitas alongadas (Ribbon) acompanhando a foliação da rocha ou granular. Os grãos variam de 0,4 a 5mm, apresentando contatos retos a interlobados.

Plagioclásio apresenta macla polissintética, variando a intensidade entre os grãos. Alguns grãos apresentam-se mais fraturados, enquanto outros possuem sericita no interior, devido ao processo de hidratação e saussuritização. Os tamanhos variam de 0,2 a 4,0 mm.

Microclínio é subidioblástico a xenoblástico e ocorre na forma tabular a granular, apresenta macla tartán e no contato com o plagioclásio pode apresentar alteração com

mimerquitização. O grão varia de 0,3 a 3,0 mm com ocorrência isolada de grãos com 6 mm. Os grãos maiores apresentam inclusão de quartzo.

Biotita ocorre disseminada pela lâmina com pleocroísmo variando de marrom claro a escuro. Apresenta textura lepidoblástica com grãos tabulares orientados segundo a foliação da rocha. Ocorrem alterações para opacos e epidoto. O tamanho dos grãos varia de 0,2 a 2,0 mm.

Grupo dos gnaisses tonalíticos a granodioríticos é composto por quartzo, plagioclásio, feldspato, biotita, piroxênio, opacos e acessórios, representado pelas amostras: 17-VHM-04, 17-VHM-20, 17-VH-10.1, 17-VH-11, 17-VH-13.3,17-VH-61.

Quartzo é xenoblástico e ocorre de forma alongada com grãos variando de 1,0 a 5,0 mm. Apresenta extinção ondulante com inclusões de microclínio, biotita e opacos.

Disseminado por toda a lâmina, o microclínio apresenta variação de tamanho de 0,3 a 2,0 mm, macla taran, e faz contato com quartzo e biotita. As amostras 17-VHM-04 e 17-VH-11 apresentam proporções similares ou maiores do que plagioclásio, enquanto que as demais apresentam menor quantidade do mineral.

Biotita ocorre na forma de ripas alongadas, apresentando textura lepidoblástica, em alguns casos encontra-se em contato reto com grãos de quartzo ou nas bordas de piroxênio. Os grãos variam de 0,4 a 1,0 mm.

Plagioclásio (Oligoclásio), apresenta macla polissintética apresentando fraturas em alguns grãos com presença de saussuritização e sericitização. Os grãos variam de 0,2 a 4,0 mm.

Augita ocorre como minerais alongados ou na forma de ripas, com tamanho variando de 0,6 a 3,0 mm. Sua distribuição segue o padrão da biotita, com eixo principal seguindo a foliação, o que confere a textura nematoblástica. Ocorrem alterações de piroxênio para anfibólio, sendo que em muitas ocorrências sua borda está alterada para biotita ou o centro para plagioclásio, conferindo a textura poiquilítica.

Hornblenda apresenta alto pleocroísmo em tons esverdeados, variando a proporção entre as amostras, o que ocorre como uma alteração de Augita. As amostras 17-VHM-20, 17-VH-10.1, 17-VH-11, 17-VH-61, apresentam maior quantidade de hornblenda do que piroxênio. A amostra 17-VHM-04 apresenta quantidades similares dos dois minerais, enquanto a amostra 17-VH-13.3 apresenta maior quantidade de piroxênio do que hornblenda.

Figura 21 Lâminas delgadas com nichols cruzados. Aug- Augita, Bt-Biotita, Hrn- Hornblenda, Mc- Microclínio, Plg- Plagioclásio. A- Mineirais de quartzo formando fitas (Ribbon), com biotita seguindo a foliação. B- Grãos de quartzo alongados, com biotita e zircão nas bordas, microclínio e plágioclasio (Oligoclásio) bastante fraturado e alterado, sofrendo saussuritização. C- Alteração de clino-piroxênio (Augita) para anfibólio (Hornblenda), apresenta textura poiquílitica com intrusões de plagioclásio. D- Hornblenda com epidoto nas bordas, plagioclásio e quartzo com extinção ondulante.

6.2 Metamorfismo

O metamorfismo foi descrito através da paragênese mineral, de reações secundárias, e de substituição observadas em lâmina.

As rochas apresentam metamorfismo em fácies granulito sofrendo retrometamorfismo a fácies anfibolito, sendo evidenciado em lâmina pela alteração de augita em hornblenda.

6.3 Estrutural

Esta área apresenta alta complexidade estrutural devido a diferentes episódios de deformação. Em campo, foram observados planos de foliação Sn, lineação de estiramento mineral Lx e indicadores cinemáticos, como dobras, zona SC e sigmóides minerais.

No embasamento, foram coletados dados de foliações em gnaisses bandados bastante penetrativas. Apresenta orientação preferencial de mergulho para SW, moderado a baixo, com média de 40°, conforme a Figura 21 abaixo.

Figura 22: Medidas de direção de mergulho da foliação, mostrando uma concentração de medidas com mergulho entre 30° e 40° para SW.

Próximo à zona de milonitização descrita na área de S-N, as medidas estruturais apresentam mergulho para E-NEE. Os mergulhos apresentam valores altos, estando sub-verticalizados (Figura 22).

Figura 23: Plotes em stereonet, mostrando mergulhos de alto grau com sentido NNW-SSE.

No extremo oeste da área, próximo à cidade de Uauá, foram descritas foliações Sn, mergulhando para SW (230/40) com lineações de estiramento mineral Lx para S (190/25) apresentando um padrão oblíquo (Figura 23). Tal padrão foi interpretado como um braço de uma rampa lateral, o que pode estar relacionada à nappe de Uauá (Oliveira E.P., comunicação pessoal), que ocorre próxima ao local.

Figura 24 Medidas estruturais Sn de possível rampa lateral da nappe, com as lineações oblíquas.

Na porção centro-oeste observou-se uma estrutura dobrada. Foi descrito gnaisse cinza, com lentes rosadas penetrativas, com intrusão de rocha máfica (anfibolito) concordando com a foliação do ganisse. A rocha máfica apresentava aproximadamente 15º a mais de mergulho, o que pode ter sido causado devido à diferença da competência entre as rochas. As observações de campo junto com os dados estruturais sugerem uma dobra anticlinal inclinada, com o eixo para sudeste/sul (Figura 24).

Figura 25 Sterograma com medidas estruturais Sn de gnaísses na porção centro oeste da área, modelo esquemático de uma dobra anticlinal erodida vista em superfície. (retirado de: www.infopedia.pt. Acesso em: 05/06/2017)

Na porção central da área ocorre um corpo granítico alinhado W-E, que apresenta mergulho de baixo angulo para sul. Para norte ocorrem gnaísses quartzo-feldspático bem dobrados, apresentando mergulhos para sudeste.

A porção oriental da área apresenta grande influência do Cinturão Rio Capim e da faixa Sergipana, havendo grande número de dobras observadas em campo. Os pontos VH-75 e 76 apresentam dois flancos de uma dobra anticlinal N-S. Mais para cima encontra-se o afloramento de muscovita, granito formado por uma dobra anticlinal assimétrica com vergência para leste (Figura 25).

Figura 26 Steronet com valores de Sn do Muscovita Granito que ocorre à nordeste da área, modelo interpretativo da estrutura.

7 GEOQUÍMICA

A composição de elementos maiores e traços no magma é determinado pelo tipo de magmatismo e o grau da fusão parcial, ainda que possa haver contaminação do magma no trajeto. A origem do magma é melhor caracterizada através dos isótopos radiogênicos, pois sua concentração não sofre mudanças durante a fusão parcial ou na câmara magmática. (Rollinson, 1993)

A caracterização geoquímica foi feita a partir da análise de elementos maiores para 17 amostras e elementos traços para 23 amostras. Tabela de resultados e mapa de pontos estão em anexo.

A maior parte das amostras foram classificadas como tonalitica a granodiorítica segundo Debon and Le Fort (1983). Pela classificação de Cox et al. (1979), são classificadas como subalcalinas/toleíticas de granodioríto a granito.

Figura 27: Diagrama multielementar de classificação para rochas plutônicas, acompanhado de legenda que serão usadas para os demais diagramas. (Debon and Le Fort, 1983; Cox et al. 1979).

Segundo a classificação de Irvine and Baragar (1971), que utiliza a concentração de elemetos maiores de Al2O3, Fe2O3 e MgO (AFM), os gnaisses apresentam composição cálcioalcalina, tendo apenas um granito e um quartzo dioríto apresentado composição mais tholeítica, sendo mais empobrecido em Fe2O3 e mais rico em Al2O3, já o MgO não apresenta muita variação entre as amostras. Pela classificação de Drummond and Defant (1990), os tonalítos se encontram dentro do grupo dos adakitos com hornblenda, enquanto as demais rochas seguem para o campo de rochas cálcio-alcalinas com plagioclásio. Já a classificação segundo Martin (1987), todas as amostras pertencem ao grupo dos TTG's granitóides e adakitos. A classificação K-Na-Ca de Barker and Arth (1976), aponta os tonalítos e granodiorítos seguindo a tendência trondhjemítica, enquanto os demais granitóides seguem a tendência de diferenciação cálcioalcalina.

Figura 28: Classificação de magmas, segundo Irvine and Baragar (1971), Drummond and Defant (1990), Martin (1987) e K-Na-Ca (Barker and Arth, 1976).

7.1 Elementos Maiores

Serão apresentados os valores obtidos para os principais grupos, definido a partir do diagrama de Debon and Le Fort. Os tonalítos apresentam variação de SiO₂ entre 62,2 e 72,01%, Al₂O₃ varia de 14,26 a 17,18%, MgO entre 0,9 e 1,88%, CaO entre 2,98 e 4,91% e K₂O entre 0,37 e 1,94%. Os granodiorítos, segundo maior grupo, apresentam variação de SiO₂ entre 64,66 e 70,66%, Al₂O₃ varia de 14,48 a 16,%8, MgO entre 0,74 e 1,53%, CaO entre 1,99 e 3,83% e K₂O entre 2,48 e 3,87%. Granitos são as rochas com maior concentração de SiO₂ dentre as amostradas, variando de 72,37 a 74,57%, Al₂O₃ varia de 11,41 a 13,81, MgO entre 0,05 e 48

0,76%, CaO entre 0,45 e 1,59% e K2O entre 3,67 e 6,98%. Os demais grupos contam com apenas uma amostra. Os monzodioritos são os com maior concentração de MgO de 2,56%. Os diorítos apresentam alta concentração de Al2O3 de 21,24%, enquanto os quartzo diorítos apresentam a maior concentração de FeOt de 13,06%. O índice de saturação de alumínio das amostras (A/CNK) varia de 2,58 a 3,38. Através do diagrama de Harker é possível verificar uma tendência decrescente para elementos maiores, MgO não apresenta padrão, estando distribuido aleatório no diagrama.

Figura 29: Diagrama de Harker para elementos maiores e traços.

7.2 Elementos Traço

Os elementos de grande raio iônico (LILE) apresentam variação de Pb de 4,45 ppm nos tonalítos a 26,5 pmm nos granodioritos, enquanto o Sr apresenta variação de 9,04 a 761 ppm. Os elementos de alto potencial iônico (HFSE) apresentam teores que variam de 0,07 ppm a 27,2 ppm para Nb, 0,06 ppm a 1,81 ppm para Ta, 7,13 ppm a 675 ppm para Zr, 0,34 ppm a 14,5 ppm para Hf e 1,78 ppm a 19,2 ppm para Li. De forma geral os granodiorítos e tonalítos apresentam anomalia negativa para Ta, Nb e Ti e positiva para La. O quartzo diorito destaca dos outros em relação à Cu, Sc e V.

Os elementos terras raras (REE) apresentam-se bastante difundidos pelos grupos, apresentando valores elevado no monzodiorito. Porém os granodioritos são os mais enriquecidos em REE, com destaque para Ce com 444ppm, La com 250 ppm e Nd com 132 ppm. Valores para razão (La/Yb)N variam de 8,95 no quartzo diorito para 127,39 no granodiorito . As rochas tonalíticas por sua vez apresentam maior razão Sr/Y variando de 124,16 a 106,76. Os tonalítos apresentam anomalia positiva de Eu, enquanto os granodioríto, tendem a uma anomalia negativa do mesmo elemento.

Figura 31: Diagrama de Spider de elementos terras raras, normalizado pelo condrito. (Boynton 1984).

Através do dagrama de Harker é possível identificar uma tendência decrescente para Ba e Ni, enquanto Cr e Rb apresentam tendência crescente porém não tão nitida quanto os primeiros.

7.3 Discussão

Terrenos arqueanos em geral são constituídos por três litologias contrastantes. A primeira apresenta como principal elemento os gnaisses graníticos de baixo-K da série TTG, são os gnaisses cinzas. A segunda são formadas por greenstone belts, normalmente apresentam-se metamorfisadas em facies xisto-verde a anfibolito. Intrudindo as duas primeiras classes, estão os granitóides tardios, geralmente apresentam alto-K, devido ao retrabalhamento do magma. (Laurent et al. 2014).

Os granitóides arqueanos podem ser separados em quatro grupos, diferenciados por sua origem e consequentemente a sua composição. Os granitóides sódicos (TTG's) ocorrem disseminadamente e estão relacionados com fusão de metabasalto hidratado em diferentes profundidades. Martin et al. (2005) corroboram com a idéia propondo origem por fusão de placa com interação de peridotitos em diferentes proporções. Sanukitóides foram descritos primeiramente por Shirey and Hanson (1984), sendo séries distintas de alto-Mg diorito, tonalito

e granodiorito, como resultado da fusão da cunha mantélica peridotítica previamente metassomatizada através da interação com fusção de placa rica em elementos incompativeis. Biotita-granada duas micas granito gerado a partir de fusão parcial de crosta continental félsica. Por último os granitóides híbridos que são geralmente granodioritos e granitos, formados a partir da interação entre diferentes magmas que formam os três primeiros tipos (Laurent et al. 2014).

Adakitos, TTG's e sanukitoides são descritos com relação petrogenética de fusão parcial de crosta basáltica, podendo estar relacionados com alguma forma de subducção. Porém essa origem relacionada a subducção não pode ser aplicadas a todos TTG's. A fim de coomprender melhor essas rochas Martin (2005) realizou uma síntese de cada uma. Seguindo a mesma idéia Laurent et al. (2014) baseiam-se em informações obtidas por Martin (2005), para dividir as rochas arqueanas em grupos e propor uma classificação geoquímica para elas, baseado em razões de elementos maiores e menores.

Para a divisão foram definidas assinaturas geoquímicas gerais para cada um dos quatro grupos. O primeiro e mais abundante é o grupo dos TTG's, estudado a partir de bloco de Pietersburg na África do Sul. Este grupo apresenta em geral uma assembleia mineral constituida principalmente por plagioclásio sódico, quartzo, biotita e pouco feldspato potássico, podendo conter hornblenda entre os minerais máficos; os minerais assessórios são magnetita, apatita, epidoto e zircão. São rochas cálcicas a cálcio-alcalinas, pouco peraluminosas (1,0<A/CNK<1,1), ricos em silica (65<SiO2<75 wt%) com baixo teor de óxidos ferromagnesianos (FeOt+MgO+MnO+TiO2<5 wt%). São tipicamente pobre em K e rico em Na, resultando numa razão baixa de K2O/Na2O (<0,5). Os elementos traços variam dependendo da pressão do fundido. Se encontram entre os grupos de alto-HREE (alta concentração de HREE-Y e baixa de Sr) e os grupos de baixo-HREE (baixa concentração de HREE-Y e alta de Sr).

Os sanukitóides sensu lato (s.l.) englobam rochas que diferem da composição dos sanukitóides stricto sensu (s.s.), porém apresentam petrogenese similar. Eles derivam parcial ou totalmente da interatividade com o manto peridotitico. As características geoquímicas são cálco-alcalino a alcali-cálcico, granitóides metaluminoso (0,7 <A/CNK<1,0), caracterizado por amplo intervalo de SiO2 (45 <SiO2< 70 wt%), potássicos (1,5 <K2O< 5,0 wt%), são tipicamente caracterizadas por alto conteúdo de óxidos ferro-magnesianos (5 < FeOt +MgO+MnO+TiO2 < 25 wt%) e CaO. Apresentam caracteristicas similares aos TTG's para elementos traços normalizados para o manto primitivo, apresentando anomalia negativa de Nb-

Ta, mas diferem por apresentarem alta concentração em elementos incompativeis. Os sanukitóides são ricos em Ba (>1000 ppm e Sr (>400 ppm) resultando em altas razôes Ba/Rb e Sr/Y e podem conter elementos de transição em abundância elevada como V (> 50 pmm), Ni (15-200 ppm) e Cr (20-500 ppm). Sendo uma caracteristica única desse grupo, sendo rico em elemento "crustais" e "mantélicos", podendo não apresentar altas concentrações desses elementos, porém de outros incompativeis (REE e HFSE).

O grupo dos biotita-duas mica-granitos são representados geralmente por fusão de gnaisse cinza (TTG). Ocorrem geralmente no tectonismo tardio ou após este. Sua composição petrográfica é formada por k-feldspato, plagioclásio sódico, quartzo, biotita e muscovita. Apresentam alto conteúdo de SiO2 (68-75 wt%), (A/CNK>1), poucos óxidos ferro-magnesianos (<4 wt%), baixa concentração de CaO e moderada de Al2O3, resultando em uma razão baixa de CaO/(Na2O+K2O) e alta para Al2O3/(FeOt+MgO). São diferenciados dos TTG's por apresentarem alto conteúdo de elemento altamente incompativeis como Rb (155 ppm) e Th (11 ppm), anomalias negativas de Ba e Sr e alta concentração de Y-HREE, com significante anomalia negativa para Eu.

Os granitos híbridos não apresentam uma assinatura geoquímica única, por poderem ser constituído por líquidos de composição diferentes.

Para a estudar o comportamento destas rochas, Laurent et al. (2014) fizeram levantamento de ocorrências conhecidas e descritas procurando padrões entre eles. Utilizando o diagrama de Frost et al. (2001), foram plotadas rochas conhecidas e definidos campos de ocorrência para os quatro tipos de granitóide arqueanos. As amostras analisadas foram plotadas nos mesmos digramas, a fim de comparar os resultados.

Figura 32: Plotes de diagramas para granitóides arqueanos. A- [(Na2O+K2O)-CaO] x SiO2 (Frost et al. 2001). B-Somatória de óxidos "máficos" (FeOt+MgO+MnO+TiO2) x SiO2. C- Al2O3/(FeOt+MgO) x CaO/(Na2O+K2O).

Os gnaisses mesoarqueanos de Uauá apresentaram resultados em sua maioria dentro dos campos propostos para TTG's, apresentando uma leve tendência para o campo dos sanukitóides.

Os dados geoquímicos foram plotados no diagrama propostos por Laurent et al. (2014), visando classificar os granitóides que ocorrem no embasamento do bloco Uauá. Rochas crustais pré-existentes (A/CNK), fusão de rochas máficas de baixo-K (Na2O/K2O) e manto metassomatizado rico em incompativeis de alto raio iônico (FMSB).

Figura 33: Diagrama de classificação de granitóides arqueanos. 2*A/CNK (Al2O3/[CaO+NaO2+K2O]; Na2O/K2O; FMSB (2*[FeOt+MgO]wt%* (Sr+Ba)wt%. Laurent et al. 2014.

As amostras tonalíticas e dioríticas se enquadraram no campo dos TTG's, as amostras granodioríticas apresentam padrões mais semelhantes aos granitos híbridos. Em suma, os granitos que ocorrem na área apresentam padrões diferentes, um estando relacionado a granitos híbridos e o outro a biotita-duas micas-granito. As amostras de monzodiorito estão próximas ao campo dos sanukitóides sendo que o monzodiorito apresentou as características definidas para o grupo.

Figura 34: Elementos incompativeis (Sa+Ba; La normalizado para o condrito e a somatória de HFSE= Nb+Zr+Y). Laurent et al. 2014.

A maior parte das amostras apresentam padrões de origem por retrabalhamento de crosta continental, estando dentro do campo de rochas subalcalinas. Apenas três amostras apresentam composições derivada de manto enriquecido, sendo duas dessas pertinente ao campo de granitóides de final de colisão.

8 CONCLUSÃO

O bloco Uauá é composto por complexos gnáissicos mesoarqueanos, porém não haviam caracterizações pormenorizadas dos gnaisses que ocorrem na região. Através das evidências de relações entre as rochas observadas em campo e os dados geoquímicos, foi possível discriminar pelo menos três grupos diferentes de granitóides, sendo eles os granodiorítos, tonalitos e diorítos, além dos granítos que ocorrem espalhados pela área na forma de intrusão, alguns apresentando alto-K característico de retrabalhamento.

As rochas tonalíticas e granodioríticas plotaram nos campos correspondentes no diagrama proposto por Laurent et al. (2014). Porém como observado em lâmina as rochas granodioríticas apresentam microclína em sua composição fazendo com que estas se desloquem para campos inferiores como o dos granitos híbridos.

O monzodiorito, observado no extremo leste da área, apresenta características de sanukitóide, o que é bastante provável porém demanda trabalhos em detalhe.

9 BIBLIOGRAFIA

Almeida F. F. M., 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1., 1979, Salvador. *Anais*... Salvador: SBG-Núcleo da Bahia: CPM, 1981. parte I, p. 1-10.

Almeida, F. F. M., 1977. O cráton do São Francisco. Brazilian Journal of Geology 7, 349-364.

Alkmin, F.F, 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed.Beca. SP. 17-34 p

Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: J.M.L. Dominguez, A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.

Baldim, M. R; Oliveira, E.P. 2016. Proveniência de rochas supracrustais do arco paleoproterozoico do Rio Capim e implicações tectônicas para a formação do Bloco Serrinha, Cráton São Francisco. Campinas, Brasil.

Baldim, M. R., Oliveira, E. P. O Domo Gnáissico Alto Alegre, Transição Embasamento-Greenstone belt do Rio Itapicuru: Evolução e Significado Tectônico. In: 47 Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador, BA. Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014.

Barbosa, J.S.F.; Cruz, S.P.; Souza, J.S.; 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento. Em: Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., Gomes, L.C.C., Dominguez, J.M.L., Souza, J.S. (Eds.). Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização. Convênio CBPM, UFBA-IAGEO e SBG, 101-202.

Barbosa, J.S.F; Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. Precambriam Research, 133: 1–27.

Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P., 2003b. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do SãoFrancisco na Bahia. Brazilian Journal of Geology 33, 7-14.

Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P.; Marinho, M. M.,2001a. O Cráton do São Francisco um pequeno resumo do seu embasamento. Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, 1,Salvador, SBG.

Barbosa, J.S.F., 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil—an expression of Archean Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, D., Vidal, P.H. (Eds.), Granulites and Crustal Evolution. Springer-Verlag, Clermont Ferrand, France, pp. 195–221.

Barker, F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker,F. (ed.) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1–11.

Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archaean tondhjemite-basalt suites. Geology 4, 596–600.

Boynton. W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Pp. 63_114 in: Rare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, editor). Elsevier, Amsterdam.

Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.G., Basei, M. A. S. (2000). Crustal Evolution of the South American Platform. In: Cordani,U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (ed.) Tectonic Evolution of South America. 31st IGC, Rio de Janeiro, Brazil, Spec. Publ. 19-40. [A summarization of the crustal evolution of the South American Platform.

Cordani U.G., Sato K., Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determinations from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. In: AGA, Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina, 1999. Extended Abstracts..., Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina, p. 27-30

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979). The interpretation of igneous rocks. Boston, George Allen and Unwin London.

Dantas, D.V., Barletta, M., de Assis Almeida Ramos, J. et al. 2013. Estuaries and Coasts. 36: 237.

Dantas, D.V., M. Barletta, M.F. Costa, S.C.T. Barbosa, F.E. Possatto, J.A.A. Ramos, A.R.A. Lima, and U. Saint-Paul. 2010. Movement patterns of catfishes in a tropical semi-arid estuary. *Journal of Fish Biology* 76: 2540–2557.

Davison I., Teixeira J.B.G., Silva M.G., Neto M.B.R., Matos F.M.V., 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure and Stratigraphical Outline. Precambrian Research 42: 1-17.

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 73, 135–149.

Dickson, B. L. And Scott, K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australias Geology and Geophysics 17(2): 187-200.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: Journal of Geophysical Research, 95(B13), 21,503–21,521.

Fonseca, V.P., 1986. Geologia da região de Rio Capim, Uauá-BA — Área Algodões. Relatório de Graduação, Dept. Geologia, UFRN, 191 pp.

Frost. B.R, Arculus, R.J; Barnes.C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost, C.D. A geochemical classification of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 2001,vol.42 (pg. 2033 – 2048).

Grisólia M.F.P., Oliveira E.P., 2012. Sediment provenance in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil, indicates deposition on arc settings with a hidden 2.17-2.25 Ga substrate. Journal of South American Earth Sciences.

Halla, J., Whitehouse, M. J., Ahmad, T. & Bagai, Z. (eds) 2017. Crust –Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons. Geological Society, London, Special Publications, 449, 1–18.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Joshi, K.B., Bhattacharjee, J. et al. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at 16 J. HALLA ET AL. the Archaean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand craton, Central India. In: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T. & Bagai, Z. (eds) Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons. Geological Society, London, Special Publications, 449.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F. & Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos, 205, 208–235.

Martin, H., Moyen, J.-F. & Rapp, R. 2010. The sanukitoids series: magmatism at the Archaean– Proterozoic transition. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 100, 15–33.

Martin, H. & Moyen, J.-F. 2005. The Archaean–Proterozoic transition: sanukitoid and Closepet-type magmatism. Mineralogocial Society of Poland Special Papers, 26, 57–68.

Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry: Journal of Petrology, 28, 921–953.

Mascarenhas J.F., Garcia T.W., 1989. Texto Explicativo do Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador. 189 pp.

Mascarenhas, J.H. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. In: Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Salvador: SME/COM, 1979. v. 2, p. 25-53.

Mello, E. F., Xavier, R. P., McNaughton, N. J., Hagemann, S. G., Fletcher, I. &Snee, L. 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. Mineralium Deposita, 40, 849–866.

Melo, R. C.; Silva, L. C.; Fernandes, P. C. Estratigrafia. In: MELO, R. C. (Org.) *Pintadas* -Folha SC.24-Y-D-V. Brasilia: CPRM, 1991. p.23-47. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Moyen, J.-F. & Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. Lithos, 148, 312–336.

Moyen, J.F., Ne´de´lec, A., Martin, H. & Jayananda, M. 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. Journal of Structural Geology, 25, 611–631.

Okida, R. Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

Oliveira, E.P.; Windley B. F., Araújo M.N.C, The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana, Precambrian Research, Volume 181, Issue 1, 2010a, Pages 64-84. Oliveira, E.P.; Souza, Z.S.; McNaughton, N.J.; Lafon, JM, Costa, F.G.; Figueiredo, A.M., 2010b. The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco craton, Brazil: geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. Gondwana Research 19, 735–750. Doi:10.1016/j.gr.2010.06.005

Oliveira, E.P.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R., 2010c. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. In: Kusky, T., Mingguo, Z., Xiao, Z. Eds., The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth. Journal of the Geological Society, London, Special Publication 338, 263-286.

Oliveira, E.P.; Carvalho M.J.; McNaughton, N.J. 2004a. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-SalvadorCuraçá:cronologia da acresção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. Geologia USP, Série Científica. 4, 41-53.

Oliveira, E.P.; Mello, E.F.; MacNaughton, N.J., 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador–Curaçá Orogen. Journal of South American Earth Sciences 15, 284–298.

Rapp, R.P., Watson, E.B. & Miller, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research, 51, 1–25.

Rios D.C., Conceição H., Davis D.W., Rosa M.L.S., Macambira M.J.B., Peixoto A.A., Marinho M.M., 2006. Morro do Lopes Granites: Palaeoproterozoic alkaline magmas and their significance for Serrinha Nucleus evolution, northeastern Bahia, Brazil. V South American Symposium on Isotope Geology, p. 238.

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

Salvador, 1996. *Plano Diretor de recursos hídricos* [Bacias dos Rios Vaza Barris e Real]. Salvador: Oliveira J.L.L.; Andrade. R.M., p. 20-126, Novembro de 1996. Documento Síntese.

Shirey, S.B. & Hanson, G.N. 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. Nature, 310, 222–224.

Sun, S.-S.& McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–345.

Teixeira, W., Oliveira, E.P., and Marques L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: U.Cordani et al. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.J. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro 31th Intern. Geol. Congr., 101-138.

Vasconcelos, R. M.; Metelo, M. J.; Motta, A. C; Gomes, R. D. 1994. Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil.CPRM, Rio de Janeiro.

Vendemiatto M.A. & Enzweiler J. 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. Geostandards Newsletter, 25:283-291.

Winge, M., Danni, J.C.M., 1980. Compartimentos geotectônicos prebrasilianos entre Caratacá e Bendengó, município de Uauá — Bahia. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, V. 5, pp. 2785–2795.

•

ANEXO 2 – Tabela de elementos maiores e traços obtidos através de FRX e ICP-MS

Classificação	Granodiorítica					Quartzo diorito	Diorito/ Gabbro	Tonalítica							Granito Monzodiorito								
Amostra	17VH-7	17VH-9	17VHM-29	17VH-29.2	17VH-50	17VH-13.1	17VH-13.2	17VH- 13.3	17VH- 13.4	17VH-38	17VH-53	17VH-72	17VHM-6	17VH-4	17VH- 29.1	17VH-61	17VH-10.2	HE-08	17VH- 10.1	17VH- 10.3	17VH- 10.3D	17VH-11	17VH-85
SiO2	66,5	70,66	68,79	70,28	64,66	50,72	58,09	67,71	72,01	70,11	70,38	62,2	69,59	74,57	72,37	53,28	67,15						l
102	0,627	0,46	0,431	0,49	0,638	2,687	0,14	0,347	0,369	0,399	0,347	0,593	0,4	0,023	0,417	1,674	0,732						<u> </u>
AI2O3	15,34	14,68	15,22	14,48	10,8	15,13	21,24	15,71	14,26	14,92	15,97	17,18	15,15	13,81	11,41	18,89	15,23						
Fe2O3	4,02	2,92	3,00	2,71	4,00	19,00	4,30	4,0	2,92	2,09257	2,07	5,09	2 94092	0,31	6 1122	7.07412	3,90	<u> </u>					<u> </u>
FeOt MbO	4,15556	2,02000	3,21042	2,43029	4,30712	0.201	3,91964	4,1354	2,62506	3,06357	2,31043	0,095	2,04905	0,27809	0,1132	0.106	3,50004	<u> </u>					<u> </u>
Mao	1.2	0,03	1 12	0,029	1.53	3.96	1.95	1.46	0,030	1.02	0,025	1.99	0,042	0,005	0,444	2.56	0,03	<u> </u>					t
CaO	3.83	1.99	2.99	2.32	3.69	7.9	7.09	4.91	4 15	3.23	3.34	4.51	2.98	0.45	1.59	5.03	2.53						
Na2O	4.04	3.92	3.95	3.89	4.41	3.37	5.78	4.18	3.76	4.21	4.79	4.63	4.29	3.27	1.89	5.04	3.6	<u> </u>					
K20	2.62	3.87	2.8	3.55	2.48	0.57	0.46	0.37	0.54	1.61	1.4	1.58	1.94	6.98	3.67	2.47	4.1						
P2O5	0,207	0,133	0,151	0,171	0,303	0,483	0,329	0,135	0,081	0,137	0,128	0,242	0,128	0,028	0,195	0,746	0,203						
Ba	1487	1546	897	1396	1459	336	369	383	595	947	562	478	941	107	1526	1137	2918	849	1199	3103	3091	1022	461
Ce	48,1	167	75,1	177	148	50,5	29,3	19,1	17,6	31,9	41,4	46,5	109	1,23	29,3	198	444	51,9	40,6	351	364	110	56,3
Co	10,9	4,60	6,93	5,02	9,57	38,0	14,14	10,38	7,04	6,97	6,26	13,32	8,01	0,03	6,63	20,41	7,28	2,86	9,68	7,08	7,46	5,24	41,1
Cr	14,8	16,8	13,8	15,6	16,4	15,5	8,52	22,6	15,0	15,9	15,8	23,7	20,4	5,49	14,1	2,73	12,6	6,5	13,9	14,1	14,9	15,5	149
Cs	0,47	0,15	0,18	0,17	0,24	0,05	0,10	0,03	0,10	0,19	0,63	0,53	0,23	0,18	0,15	0,39	0,31	0,35	0,07	0,23	0,23	0,18	0,22
Cu	14,2	4,26	2,17	1,93	27,1	72,2	60,6	9,10	5,22	3,38	1,81	23,0	7,27	1,07	7,14	26,6	19,4	0,35	9,14	22,1	23,7	11,4	80,9
Dy	2,51	4,68	1,28	2,46	3,35	5,14	1,65	0,86	0,46	1,23	0,71	1,90	1,46	0,09	0,71	7,46	6,13	0,98	3,55	3,47	4,59	3,27	2,26
Er	1,21	2,19	0,66	1,03	1,75	2,46	0,79	0,46	0,25	0,60	0,34	0,95	0,64	0,07	0,34	3,71	2,48	0,46	1,90	1,86	2,01	1,68	1,09
Eu	1,50	1,58	0,95	1,52	1,79	1,78	1,39	1,31	1,05	1,05	0,63	0,98	0,84	0,02	1,03	2,97	2,88	0,73	1,00	2,59	2,60	0,95	1,29
Ga	16,0	14,/	16,5	16,4	15,3	18,9	18,8	16,1	14,0	13,6	10,2	18,4	15,8	11,1	15,1	20,0	19,0	15,9	16,2	18,3	19,6	13,1	11,8
Hf	3,20	8.47	2,44	9.10	6,70	5,79	0.45	2.61	0,73	2.26	3.45	4 27	4 32	0,06	2.96	9,80	14.5	3,55	3,00	12.8	9,32	3.18	3,07
Ho	4,51	0.94	0.25	9,10	0,70	1,45	0,43	0.18	0,93	0.25	0.13	4,27	4,32	0,34	2,90	154	14,5	0.19	4,13	0.77	0.81	3,10	0.44
la	24.9	92.5	46.0	104	88.9	22.8	13.5	10.9	11 1	20.1	24.2	25.9	64.7	0.73	19.1	102	250	30.8	27.3	212	217	60.3	26.7
Li	17.0	5.74	15.5	14.6	18.4	17.9	12,7	17.8	15.4	19.2	14.5	17.0	9.9	1.78	16.5	15.0	13.0	19.7	8.82	15.3	15.1	7.12	11.8
Lu	0.18	0.29	0.11	0.14	0.26	0.39	0.12	0.08	0.04	0.09	0.05	0.14	0.08	0.01	0.05	0.56	0.25	0.06	0.27	0.19	0.20	0.19	0.16
Mo	0,22	0,28	0,07	0,06	0,18	1,33	0,37	0,14	0,21	0,12	0,08	0,11	0,11	0,09	0,20	0,64	0,34	0,03	0,14	0,53	0,45	0,21	0,26
Nb	8,14	13,4	5,62	7,68	13,3	27,2	2,48	2,19	3,55	3,50	3,55	5,5	6,93	0,07	5,47	41,1	22,2	4,24	8,80	17,3	17,5	7,66	9,16
Nd	22,5	56,4	24,7	59,0	50,5	29,1	13,0	8,02	6,11	12,1	13,1	19,8	34,7	0,09	9,66	78,3	132	17,2	19,3	109	113	38,65	25,2
Ni	11,8	6,43	5,90	7,05	9,06	34,5	23,83	10,4	4,52	6,54	8,89	14,7	9,89	0,50	10,1	7,77	5,93	1,51	7,97	6,54	6,58	6,07	132
Pb	9,96	14,04	11,7	17,6	11,9	4,90	6,68	4,45	4,87	8,32	8,83	8,66	16,5	16,1	9,87	8,07	26,5	16,2	6,80	27,2	28,9	15,2	3,18
Pr	5,46	16,4	7,04	17,0	14,8	6,49	3,14	2,02	1,68	3,19	3,90	4,98	10,3	0,06	2,65	21,0	40,4	5,02	4,96	34,4	34,8	11,6	6,39
Rb	26,6	66,1	27,7	39,07	48,3	2,90	0,75	1,38	7,75	26,22	39,1	32,3	70,7	119	12,4	50,1	72,7	54,4	22,4	63,7	69,7	55,1	10,5
Sb	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,32	0,01	0,01	0,02
Sc	6,68	3,94	4,77	3,28	4,70	26,00	4,37	3,79	2,54	4,46	2,60	4,22	4,47	0,08	3,01	9,74	3,18	1,83	5,71	2,33	2,50	3,63	2.05
Sn	4,04	0,45	0.33	0.51	1.22	1.49	2,41	0.19	0,00	2,00	0.72	0.52	4,50	0,05	1,45	12,43	2 30	2,01	0.95	2.52	2 21	3,37	0.71
Sr	297	254	227	249	616	330	428	416	350	277	446	296	212	9.04	256	761	356	332	201	3,55	340	1,14	817
Та	0.43	0.55	0.30	0.20	0.49	1.81	0.20	0.17	0.20	0.25	0.32	0.24	0.20	0.06	0.14	1.19	1.65	0.23	0.33	1.11	1.17	0.50	0.51
Tb	0,47	0.87	0.28	0.57	0.64	0.89	0.30	0.16	0.09	0.24	0,16	0,36	0,34	0.02	0.15	1.38	1.37	0.23	0,59	1.00	1.04	0,60	0.43
Th	0,66	16,85	7,73	24,3	11,6	0,69	0,38	0,12	0,20	0,62	4,51	0,75	17,0	0,06	0,24	8,15	60,06	11,8	0,52	48,6	49,7	11,3	1,18
Tm	0,19	0,33	0,09	0,13	0,27	0,40	0,12	0,07	0,04	0,09	0,05	0,15	0,08	0,01	0,05	0,58	0,32	0,06	0,30	0,23	0,26	0,25	0,16
U	0,50	0,67	0,65	0,44	0,48	0,66	1,56	0,70	2,77	0,26	1,01	0,46	0,62	0,06	1,05	1,13	1,21	0,86	0,35	3,39	1,51	1,37	0,39
V	50,5	28,3	37,4	27,4	48,8	209,0	18,6	37,2	22,9	34,1	26,9	66,1	37,6	1,47	29,0	101	41,6	14,4	57,3	39,4	39,2	24,0	116
Y	14,2	25,2	6,94	11,5	19,3	28,0	9,51	5,07	2,82	6,74	4,18	11,1	7,05	0,69	3,64	41,9	28,6	5,26	21,3	20,7	21,7	18,5	12,1
Yb	1,17	1,96	0,64	0,84	1,69	2,54	0,79	0,48	0,26	0,58	0,29	0,93	0,52	0,05	0,31	3,67	1,96	0,41	1,86	1,46	1,53	1,44	1,05
Zn	67,0	44,9	52,0	55,0	69,3	168	63,1	60,9	47,3	49,1	57,0	88,2	51,4	1,02	56,5	104	73,5	44,5	66,5	87,8	91,2	41,2	74,3
Zr	204	372	241	393	303	53,9	14,6	127	41,9	98,0	152	195	184	7,13	126	576	675	144	165	605	606	127	70,9
KzU/NazU	0,6485149	2 26500	4 34043	3 21/22	U,562358	0,169139466	0,079584775	0,088517	0,143617	4 10253	0,292276	6 00525	1 2 74002	4 2,134557	1,941/99	0,4900/9365	1,1588889	0.084034	0 110043	0.210240	0.200125	0.102107	0.04605
FeOtHingo	21 22/216	3,30508	4,34842	3,21025	5,91/12	9 050756095	17 10202190	22 6762	3,55508	4,10357	92 77242	27 70620	1 3,74983	14 21122	61 69247	27 75410757	4,47004	0,084934	0,020115	0,310346	0,309125	0,102187	0.09174
EeOt+MgO	5 45338	3 36509	A 34842	3 21620	5 91712	16 92247	5 76964	5 5954	3 55508	4 10357	3 27043	6 99531	1 3 74983	0 32869	6 8732	10 53413	4 47004	0,000424	0,020113	0,031813	0,0333333	0,013825	0,001/4
Na20+K20-Ca0	2.83	5,50500	3.76	5.12	3,5171	-3.96	-0.85	-0.36	0.15	2.59	2.85	1.7	7 3.25	9.8	3.97	2 48	5.17	0.014408	0.016533	0.060465	0.060585	0.012705	0.00709
FeOt+MgO+MnO+TiC	6.14338	3.85508	4.81042	3.73529	6.62412	19,81047	6.01264	6.0114	3.96208	4.54857	3.64643	7.67331	1 4.19183	0.36069	7.7342	12.31413	5.23204	0.000526	0.002126	0.00207	0.002166	0.001853	0.00121
Al2O3/(FeOt+MgO)	2,5912162	4,010929	3,23142251	4,148997135	2,620905	0,822729744	3,420289855	2,592409	3,703896	3,352809	4,524079	2,269485	5 3,722359	38,36111	1,509259	1,652668416	3,1273101	-,	-,		-,		-,
Al2O3/(CaO+Na2O+K	1,4623451	1,501022	1,56262834	1,483606557	1,587902	1,277871622	1,59339835	1,660677	1,687574	1,648619	1,675761	1,602612	2 1,644951	1,290654	1,595804	1,506379585	1,4887586						
CaO/(Na2O+K2O)	0,5750751	0,255456	0,44296296	0,311827957	0,535559	2,005076142	1,136217949	1,079121	0,965116	0,554983	0,53958	0,726248	B 0,478331	0,043902	0,285971	0,669773635	0,3285714						
Ca% cation	26,877633	14,54428	22,2112378	17,08786787	25,25435	53,86281298	39,21595648	38,05665	35,82014	25,32646	24,44918	30,56296	6 22,85072	3,066713	16,95646	29,45396877	18,177465						
Na% cation	51,215327	51,75491	53,0059963	51,75780223	54,52237	41,50669688	57,75249462	58,52638	58,62641	59,63215	63,34024	56,67952	2 59,42472	40,25638	36,41045	53,31294905	46,724174						
K% cation	21,90704	33,70081	24,7827659	31,1543299	20,22328	4,630490144	3,031548897	3,416968	5,553453	15,04139	12,21057	12,75752	2 17,72456	56,67691	46,63309	17,23308219	35,09836						
2*A/CNK	2,9246902	3,002045	3,12525667	2,967213115	3,175803	2,555743243	3,186796699	3,321353	3,375148	3,297238	3,351522	3,205224	4 3,289902	2,581308	3,191608	3,012759171	2,9775171						
Na2O/K2O	1,5419847	1,01292	1,41071429	1,095774648	1,778226	5,912280702	12,56521739	11,2973	6,962963	2,614907	3,421429	2,93038	B 2,21134	0,468481	0,514986	2,04048583	0,8780488						
2*FMSB	1,9455035	1,211572	0,97720058	1,058027452	2,455821	2,253197019	0,919925747	0,894033	0,671458	1,004446	0,659286	1,083163	3 0,864496	0,00765	2,449949	3,998230518	2,9271072	60.001	0.460	45.070	45.694	10.005-	
Sr/Y	20,885919	10,08682	32,719623	21,57873887	31,8543	11,78195166	45,08026674	82,0501	124,1648	41,14224	105,7606	26,68107	/ 30,02678	13,13323	/0,23072	18,16623743	12,434931	63,08408	9,46247	15,37077	15,69447	10,69957	67,5269
KD/Ba	1,1128643	0,017881	0.1042/8614	0,02492513	0.082514	0,002038989	0,003601357	0,01304	0,008105	0,02/991	0,027698	0,033114	4 0,069649	1 0,04403	0,06/61	0,075097219	0,0308857	0,064101	0,018/11	0,020521	0,02256	0,053895	0,02269

ANEXO 3 – Mapa de Pontos

ANEXO 3 – Mapa de Localização de Lâminas

ANEXO 4 – Localização de Amostras Geoqímica