

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

DOUGLAS JOSÉ SILVA FARIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS
ENCLAVES MÁFICOS DO COMPLEXO TIMBAÚBA –
PERNAMBUCO, BRASIL.

Recife

2015

DOUGLAS JOSÉ SILVA FARIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS
ENCLAVES MÁFICOS DO COMPLEXO TIMBAÚBA –
PERNAMBUCO, BRASIL

Dissertação apresentada à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências.

Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães

Recife

2015

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicêa Alves, CRB-4 / 1260

F224c Farias, Douglas José Silva.

Caracterização petrológica e geoquímica dos enclaves máficos do complexo Timbaúba – Pernambuco, Brasil / Douglas José Silva Farias. - 2015.

88folhas.

Orientador(a): Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Geociências, 2015.
Inclui Referências, e Apêndices.

1. Geociências. 2. Timbaúba. 3. Complexo. 4. Feições morfológicas.
5. Enclaves. 6. Máficos. 7. Geoquímica. I. Guimarães, Ignez de Pinho (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-338

DOUGLAS JOSÉ DA SILVA FARIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOS E
ENCLAVES MÁFICOS DO COMPLEXO TIMBAÚBA-PERNAMBUCO,
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 13/08/2015

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Examinador
Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Cícera Neysi de Almeida (Examinadora Externa)
Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo
Miguez de Mello - PETROBRAS)

À Silvana, Juarez e Lorena com amor.

AGRADECIMENTOS

- A Família e amigos pelo apoio constante
- A minha mentora, Profa. Dra. Ignêz de Pinho Guimarães pela confiança depositada neste projeto, paciência, profissionalismo, e todo conhecimento passado até este momento. Sua paixão pelo ensino, pesquisa, e a expansão desse conhecimento para a sociedade como um todo, foi um dos principais motivos que me fizeram seguir a carreira acadêmica e continuar este trabalho. Saiba que serei agradecido por toda minha vida;
- Aos Profs. Drs. Cícera Neyse de Almeida e Adejardo Francisco da Silva Filho por comporem a banca avaliadora;
- Ao LEMA-UFPE, em nome dos Profs. Drs. Hartmut Beurlen e Marcelo Reis. Ao Prof. Dr. Hartmut Beurlen pelo material bibliográfico emprestado;
- Ao Laboratório do MMR da UFPE, em nome da Profa. Dra. Sandra de Brito Barreto e pelas suas ajudas nas descrições petrográficas;
- Ao LAPA-DGEO/UFPE, em nome do Prof. Dr. Gorki Mariano. Agradeço também pelo apoio, dúvidas sanadas e material bibliográfico recomendado;
- Aos docentes e funcionários do DGEO e do PPGEOC da UFPE;
- Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da UNB, em nome do Prof. Dr. Nilson Botelho, e técnicos do laboratório Lais, Isis e Federico pelo apoio nas análises obtidas;
- Ao IGC-USP em nome do Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi e aos colegas Letícia Freitas Guimarães, Lucas Cassini, Dira Góes, Liza Polo, Glaucia Barreto e Natasha Sardeleto pelo apoio e amizade durante o curso realizado em São Paulo. Um agradecimento especial é reservado a Larissa Silva pela hospedagem, amizade e grande apoio.
- As grandes amigas Lucilene Santos e Bruna Borba, pela grande ajuda e dúvidas solucionadas durante o projeto.
- A Jefferson Lima pelo apoio durante a etapa de campo e aquisição de dados de química mineral na UnB.
- Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado por um período e pelo financiamento do Projeto de Pesquisa ao qual sou integrante.
- A FACEPE pela concessão da bolsa de mestrado no restante do curso de pós-graduação.

Obrigado a todos!

“Na vida, nada deve ser temido, apenas compreendido”
Marie Curie

RESUMO

A área estudada está inserida no contexto regional do Domínio Central da Província Borborema. O Complexo Timbaúba possui uma área aflorante com cerca de 350 km² e é formado por três plutons intrudidos ao longo da porção leste da Zona de Cisalhamento dextral Coxixola-Timbaúba. Eles intrudem uma sequência metassedimentar Neoproterozóica, constituída de granada biotita gnaisses, com intercalações de rochas metavulcânicas máficas e mármore. Este estudo foca nas relações de campo e características químicas do maior desses plutons, que possui idade U-Pb em zircão SHRIMP de 616 ± 5 Ma, e seus enclaves. A intrusão principal é composta por monzogranitos e granodioritos contendo enclaves microgranulares máficos tonalíticos, dioríticos e anfibolíticos, arredondados a elipsoidais com diferentes estágios de hibridização, assim como xenólitos e enclaves surmicáceos. As rochas são metaluminosas, magnesianas com exceção de dois enclaves que pertencem a série ferrosa e cálcio-alcálicas de alto K. Anfibólio é o mineral máfico dominante, seguido de biotita. Titanita ocorre como cristais bem desenvolvidos, podendo chegar a 1,5 cm de comprimento nas porções migmatizadas, assim como cristais anédricos secundários resultantes da desestabilização de biotita e anfibólio. Os padrões multielementares normalizados para o condrito claramente diferem dos enclaves das rochas hospedeiras. Os enclaves possuem uma concentração bem menor de todos os elementos, com exceção do Ti, resultando em um padrão bem menos fracionado que as hospedeiras. Allanitas zonadas com teores totais de ETR altos no núcleo e muito baixos na borda é observada em alguns enclaves. Os valores de Al_T nos anfibólios dos enclaves e hospedeiras permitiu estimar pressões de solidificação pela calibração de Anderson & Smith (1995) de ~3,6Kb e ~5,5Kb respectivamente. As temperaturas de equilíbrio do par plagioclásio-anfibólio são de ~700°C para os granitóides e 650-800°C para os enclaves. A viscosidade calculada revelou que os pares enclave-host possuíam uma diferença de duas ordens de grandeza durante o resfriamento. Os anfibólios analisados são cálcicos e possuem uma composição de tschermakita a Mg-hornblenda e Mg-hastingsita a edenita para os enclaves e Mg-hastingsita, edenita e tschermakita. As condições de fO_2 a partir das composições dos anfibólios, tanto dos enclaves quanto dos granitóides são altas. A composição das biotitas é similar a biotitas de granitóides cálcio-alcálicos com razões $Fe/(Fe+Mg)$ variando de 0.43 a 0.52. A pouca variação da razão $Fe/(Fe+Mg)$ observada nas biotitas e a química dos anfibólios sugerem que estas rochas cristalizaram-se sob condições aproximadamente constantes de temperatura e fO_2 . Os plagioclásios possuem uma composição variando de andesina a oligoclásio. A correlação entre as rochas hospedeiras e seus enclaves, utilizando os elementos maiores e traços assim como a química de seus minerais, revelaram que os pares enclaves-rochas hospedeiras possuem um padrão evolutivo compartilhado, porém possuem fontes distintas.

Palavras-chave: Timbaúba. Complexo. Enclaves. Máficos. Geoquímica.

ABSTRACT

The study area is included in the regional context of Pernambuco Belt that is part of the Central Domain of Borborema Province. The Timbaúba complex comprises an area of about 350 km² and consists of three E-W elongated plutons, intruded along the eastern portion of the E-W trending, dextral sense Coxixola - Timbaúba shear zone. They intrude Neoproterozoic metavolcanic - metasedimentary sequence, which includes garnet-bearing biotite gneiss intercalated with mafic metavolcanic rocks, and marbles. This study focuses on the field relationships and chemical characteristics of the largest of these plutons, which have U-Pb zircon SHRIMP age of 616 ± 5 Ma, with their enclaves. The main intrusion consists of monzogranites granodiorite and tonalite containing microgranular mafic enclaves, dioritic and amphibolites, rounded to ellipsoidal with different stages of hybridization, as well as xenoliths and surmicáceos enclaves. The granitoids are metaluminous, high-K, to normal calc-alkaline and magnesian, while the enclaves are ferroan. Amphibole is the dominant mafic phase, followed by biotite. Titanite occurs as euhedral crystals, reaching up to 1.5 cm long within the migmatized portions, as well as anedral secondary crystals, resulted from biotite and amphibole destabilization. The multi-element chondrite normalized patterns clearly differ from the enclaves and their host granitoids. The enclaves have a much lower concentration of all trace elements, except Ti, resulting in a less fractionated pattern compared to the host. Zoned allanite with high levels of total REE in the core and very low on the edge was recorded in some enclaves. The Al-content in amphiboles from the magmatic enclaves and their host granitoids and using the Anderson and Smith's calibration (1995), defined solidification pressures of the ~3.6Kb and ~5.5Kb respectively. The temperatures of plagioclase - amphibole equilibrium range from ~700°C in the host granitoids and 650-800°C for the enclaves. The calculated viscosity revealed that enclave and their host had a difference of two orders of magnitude during cooling. Amphiboles are calcic, and have composition of tschermakite to Mg-hornblende and Mg-hastingsite to edenite for the enclaves, Mg-hastingsite, edenite and tschermakite for the host rocks. The fO₂ conditions, based on amphibole composition, for both enclaves and their host, are high. Biotite composition is similar to biotite of calc-alkaline granitoids with Fe/(Fe+Mg) ratios ranging from 0.43 to 0.52. The narrow variation in the Fe/(Fe+Mg) ratios recorded in the biotites and, the amphibole chemistry suggest the studied granitoids crystallized under near constant temperature and oxygen fugacity conditions. The plagioclases have a composition ranging from andesine to oligoclase. Correlation between host granitoids and enclaves, using major elements from whole rock as well as mineral chemistry, revealed that the enclaves-host pairs follow a shared evolutionary pattern. However, the enclaves and the host rocks have distinct sources.

Keywords: Timbaúba. Complex. Enclave. Mafic. Geochemistry.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS.....	11
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO.....	11
1.3. METODOLOGIA.....	12
1.3.1. Levantamento bibliográfico e cartográfico.....	12
1.3.2. Mapeamento geológico.....	12
1.3.3. Amostragem.....	12
1.3.4. Estudo petrográfico.....	15
2. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS.....	16
2.1. PROVÍNCIA BORBOREMA.....	16
2.2. DOMÍNIO CENTRAL OU DA ZONA TRANSVERSAL.....	18
2.3. MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZOICO.....	20
3. GEOLOGIA LOCAL DO COMPLEXO TIMBAÚBA E SEUS ENCLAVES.....	21
3.1. O COMPLEXO TIMBAÚBA.....	21
3.2. ENCLAVES.....	26
4. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ENCLAVES E ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	38
4.1. INTRODUÇÃO.....	38
4.2. ANFIBÓLIOS.....	39
4.3. BIOTITAS.....	42
4.4. PLAGIOCLÁSIO.....	44
4.5. ALLANITA.....	44
4.6. TITANITA.....	45
5. GEOQUÍMICA.....	45
5.1. INTRODUÇÃO.....	45
5.2. ELEMENTOS MAIORES.....	46
5.3. ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS.....	50
5.3.1. Comparação com os enclaves do pluton curral de cima.....	54

5.4.	AMBIENTAÇÃO	TECTÔNICA	E	FONTE	DOS	
	MAGMAS.....					55
6.	CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO.....					58
7.	DISCUSSÕES.....					61
8.	CONCLUSÕES.....					65
	REFERÊNCIAS.....					67
	APÊNDICE A.....					81
	APÊNDICE B.....					88

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O presente trabalho é o resultado de dois anos de pesquisas com o objetivo cumprir as exigências necessárias para à obtenção do grau de Mestre em Geociências na área de Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, do Programa de Pós-Graduação em Geociências do Departamento de Geologia do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE.

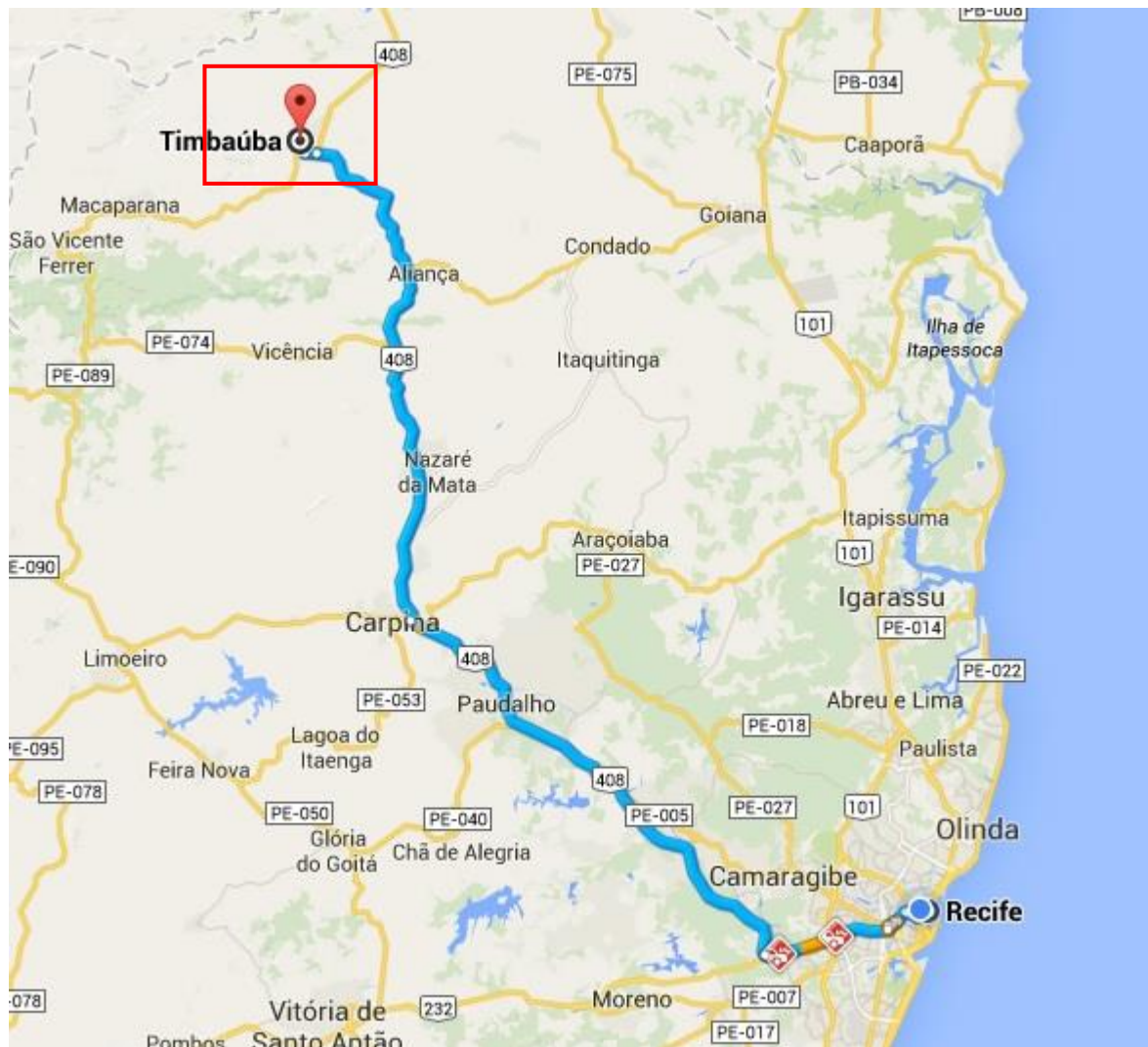
Este trabalho é parte do projeto: Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos Granitóides Intrudidos ao Longo de Zonas de Cisalhamento de Direção EW no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Edital Universal, Processo 452114/2014-4, coordenado pela Prof^a. Ignez de Pinho Guimarães.

Este trabalho tem como objetivo o estudo das relações entre os enclaves máficos e suas rochas hospedeiras no Complexo Timbaúba através de petrografia e análises químicas em rocha total e em fases minerais. O Complexo Timbaúba é composto por três plutons sendo limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Timbaúba a qual constitui a prolongação a leste da Zona de Cisalhamento Coxixola e que delimita várias outras intrusões. Os dados apresentados neste trabalho contribuem para um melhor entendimento da geração e evolução do complexo intrusivo com foco na relação crosta/manto e suas consequências.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo dista aproximadamente 102 km a noroeste de Recife e está localizada no entorno do município de Timbaúba. O acesso é feito, a partir de Recife, pelas rodovias BR-232 e em seguida pela PE-408 até a cidade de Timbaúba (Fig. 01).

Figura 01: Mapa de Localização da Área de Estudo, destacada em vermelho, e de suas principais vias de acesso, destacadas em azul.



Fonte: Google Maps – [HTTP://maps.google.com.br/](http://maps.google.com.br/)

1.3. METODOLOGIA

1.3.1. Levantamento bibliográfico e cartográfico

Para este trabalho, inicialmente foi desenvolvido um levantamento bibliográfico de trabalhos anteriores buscando obedecer dois critérios, 1) Trabalhos relacionados a área, sejam eles detalhados ou não e 2) Trabalhos relacionados ao tema pesquisado, sendo eles nacionais ou internacionais. Imagens aerogamaespectrométricas, aeromagnetométricas e de modelo digital de elevação de terreno cedidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SUREG-RE)

no âmbito do Projeto PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, Contrato 060/PR/08-CPRM/UFPE/FADE, estas imagens foram importantes principalmente para se identificar a diferença composicional dos plutons estudados e delinear seus contatos e as principais feições estruturais.

1.3.2. Mapeamento geológico

O autor participou efetivamente do mapeamento da Folha Sapé, como bolsista do contrato CPRM/UFPE, o mapeamento dos corpos foi realizado previamente, antes do início do mestrado. A partir da integração do mapeamento e de dados da literatura, foi gerado a mapa geológico da área estudada. Uma etapa de campo foi realizada com o objetivo de caracterizar com mais detalhes os enclaves máficos do Complexo Timbaúba, atentando para as relações deles com as rochas hospedeiras, e realizar coleta sistemática de amostras dos enclaves para análises petrográficas e químicas.

1.3.3. Amostragem

Nos trabalhos de campo, foram coletadas amostras de rochas representativas dos enclaves, auréolas de reação (quando apresentavam) e rochas hospedeiras e xenólitos da encaixante (Fig. 02 A, B e C). Foram coletadas 12 amostras em dois afloramentos distintos (Fig. 02 D e E). Para isto foi utilizada uma perfuratriz de mão da marca STIHL modelo MS 250 com potência de 2,3 kW e 2800-10000 rpm, e brocas com cabeças diamantadas (Fig. 02G e H).

Figura 02: Amostragem dos enclaves, bordas de reação, rocha hospedeira e xenólitos do Complexo Timbaúba.

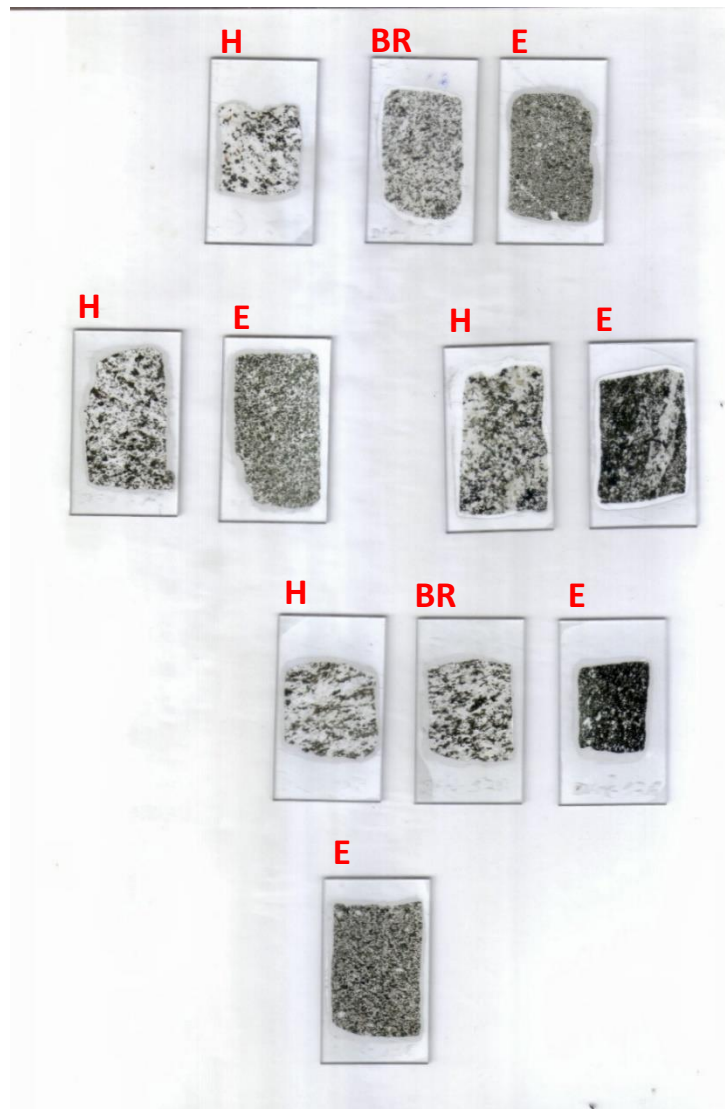


Fonte: o autor.

1.3.4. Estudo petrográfico

As amostras dos enclaves e rochas hospedeiras coletadas foram descritas macroscopicamente no campo e em laboratório, sendo as mais representativas selecionadas para confecção de 11 seções delgadas (Fig. 03). A descrição petrográfica detalhada foi realizada no laboratório de microscopia do Departamento de Geologia, e no Laboratório de Microscopia de Minérios do Departamento de Engenharia de Minas da UFPE, com auxílio de microscópio petrográfico. Os resultados desta descrição foram utilizados para caracterizar os enclaves, as aureolas de reação e hospedeiras do Complexo Timbaúba.

Figura 03: Seções delgadas de amostras selecionadas de enclaves e rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba. (H) Hospedeira, (BR) Borda de reação, (E) Enclave.



Fonte: o autor.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

2.1. PROVÍNCIA BORBOREMA

Inicialmente foi definida por Almeida et al. (1976) e Brito Neves (1975 e 1982) definiu a Província Borborema de modo simples como uma hierarquia tectônica, constituída por maciços medianos, lineamentos e, sistemas ou faixas de dobramentos estruturados durante a orogênese Criogeniana-Cambriana (Brasiliano/Pan-Africano) no final do Neoproterozoico.

Esta região do nordeste brasileiro é limitada a norte e leste pelas bacias sedimentares costeiras, e a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba. Ela é interpretada como resultante da superposição de três grandes eventos orogênicos. O primeiro evento foi denominado inicialmente de Orognese Transamazônica/Eburniana (BERTRAND & JARDIM DE SÁ, 1990) e posteriormente renomeada como Orognese Riaciana (BRITO NEVES & SANTOS, 2006). Neste evento houve a colagem dos núcleos Arqueanos pré-existentes e extensivo retrabalhamento e acreção crustal.

O segundo evento, denominado Cariris Velhos (1000 – 920 Ma) é caracterizado principalmente pela intrusão de granitos (atualmente ortognaisses), sequências metassedimentares e metavulcanoclásticas com uma componente vulcânica predominantemente félsica e é considerado como um ciclo orogênético completo (BRITO NEVES et al. 2001, KOZUCH et al. 1997, KOZUCH, 2003, SANTOS, 1995). Porém, os dados apresentados por Neves et al., (2000); Neves & Mariano (2001); Neves, (2003); Guimarães et al., (2012); Neves et al., (2006) e Neves et al., (2009) sugerem que no final do Paleoproterozoico a Província Borborema já consistia um único bloco com características cratônicas e consideram o ciclo Cariris Velhos apenas como gerador de magmatismo, sendo o fechamento de bacias intracratônicas e subsequente metamorfismo das supracrustais associadas a orogênese Brasileira.

O terceiro e último evento, a Orognese Criogeniana-Cambriana (Brasiliano/Pan-Africano), foi o resultado da convergência a aproximadamente 650-580 Ma dos crátons do São Francisco/Congo, São Luís/Oeste Africano e amazônico. Tem como principal característica intensa granitogênese num intervalo de 100 Ma (Guimarães et al, 2004), contemporânea com o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento e metamorfismo de alta temperatura e baixa

pressão. A maioria dessas intrusões estão associadas com zonas de cisalhamentos de direção NE-SW (VAUCHEZ et al., 1995; NEVES & VAUCHEZ, 1995; JARDIM DE SÁ, 1994).

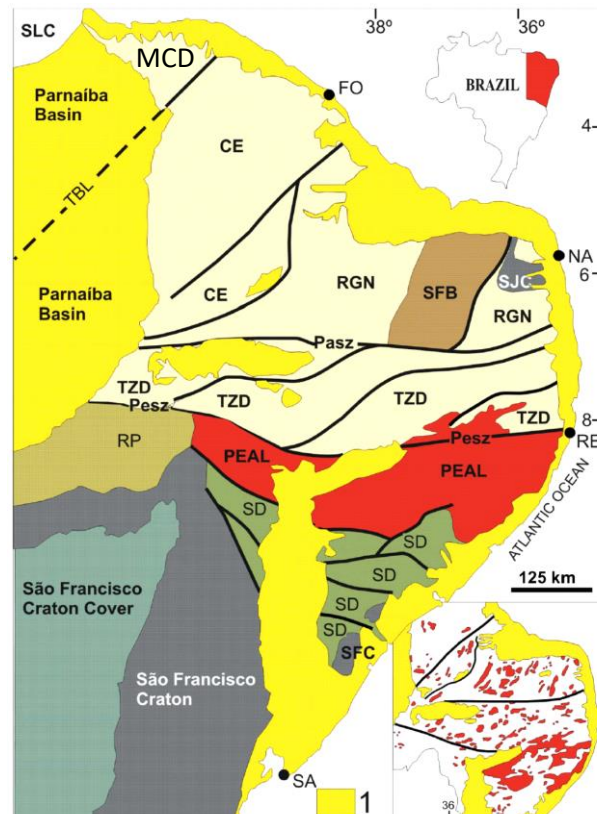
Van Schmus et al. (1995) sugere a divisão da Província Borborema nos setores norte, central e sul, e posteriormente em Domínios Setentrional, Central e Meridional respectivamente (VAN SCHMUS et al., 1997; SANTOS et al., 1997; BRITO NEVES et al., 2000 entre outros), dada pelos lineamentos Patos e Pernambuco.

Brito Neves et. al. (2000) definiram cinco domínios tectônicos para a Província da Borborema, Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal ou Central, Domínio Meridional.

Van Schmus et al. (2008) dando continuidade ao uso do termo domínio, subdivide a Província Borborema em seis grandes domínios (Fig. 03): Domínio Sergipano, Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL), Domínio Riacho do Pontal, Domínio Transversal, Domínio Rio Grande do Norte-Ceará e Domínio Médio Coreaú.

Neste contexto, a área estudada está inserida no extremo leste do Domínio da Zona Transversal (Fig. 04).

Figura 04: Compartimentação tectônica da Província Borborema. CE – Domínio Ceará; MCD – Domínio Médio Coreau; PEAL – Domínio Pernambuco-Alagoas; RGND – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre; SFB – Cinturão de Dobramento Seridó); RPD – Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; DZT – Domínio Zona Transversal; Cobertura Fanerozóica (Amarelo). Falhas e zonas de cisalhamento: PaSZ – Zona de cisalhamento Patos; PeSZ – Zona de cisalhamento Pernambuco; SMASZ – Zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo - Fortaleza; Na - Natal; Re - Recife; Sa - Salvador. Figura adicionada: distribuição geral dos granitos Brasileiros.



Fonte: Van Schmus et al. (2008) modificada por Silva Filho et al., 2013

2.2. DOMÍNIO CENTRAL OU DA ZONA TRANSVERSAL

O Domínio Tectônico Central (VAN SCHMUS *et al.* 1995) ou Domínio da Zona Transversal (EBERT, 1962; SANTOS 1998), é limitado a norte e oeste pelo Lineamento Patos, a sul pelo Lineamento Pernambuco e, a leste pelas bacias sedimentares costeiras, com um *trend* estrutural preferencialmente de direção ENE-WSW. A Zona de cisalhamento Pernambuco trunca uma foliação de baixo ângulo pré-existente em ortognaisses e rochas supracrustais. As foliações com critérios cinemáticos indicam transporte tectônico para W-NW (MEDEIROS, 2004; SANTOS *et al.*, 2004; NEVES *et al.*, 2004, 2006a). As zonas de cisalhamento possuem

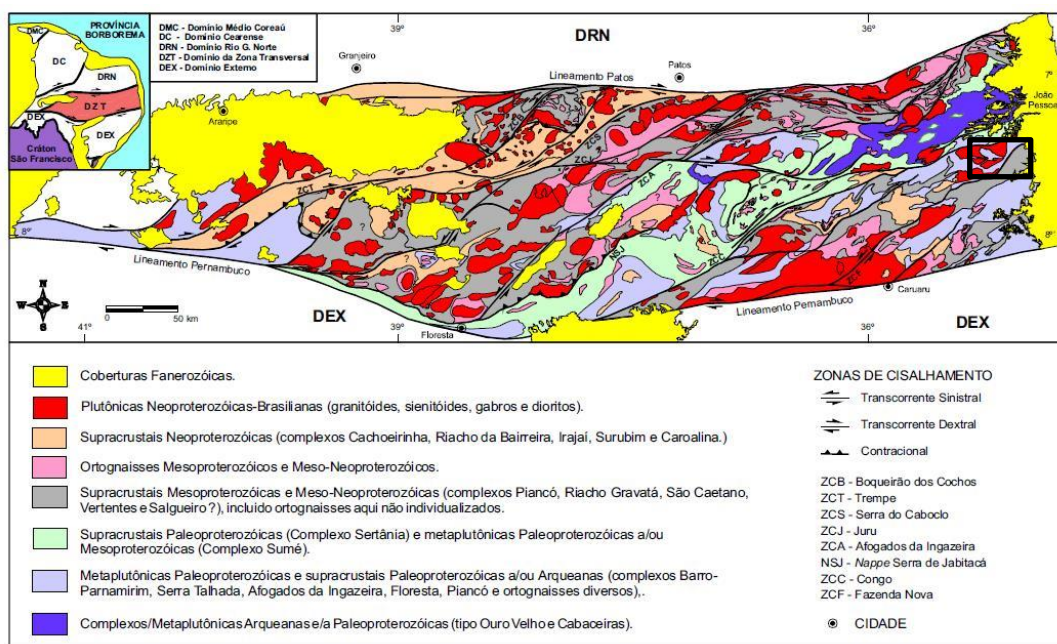
um período de movimentação restrita entre 590-570 Ma (GUIMARÃES & SILVA FILHO, 1998; ALMEIDA et al., 2002a, 2002b; GUIMARÃES et al., 2004; NEVES et al., 2004; NEVES et al., 2006b, 2008; ARCHANJO et al., 2008).

Assumindo uma teoria de que este domínio seria o resultado de uma colagem durante os ciclos Cariris Velhos e Brasileiro e utilizando o modelo de terrenos, Santos (1995) subdividiu este domínio em terrenos tectono-estratigráficos que se apresentam em blocos com idade variando entre paleoproterozoica e neoproterozoica e são denominados como, Terreno Piancó-Alto Brígida, Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe no extremo leste.

O modelo de terrenos para a Província Borborema tem sido contestado por diversos autores (NEVES, 2003; NEVES et al., 2004, 2006, 2009; NEVES & ALCANTARA., 2010; GUIMARÃES et al., 2012; NEVES et al., 2015). Neves e Mariano (2001) sugerem então que a Zona Transversal da Província Borborema seja subdividida em faixas, assim, o “Terreno” Alto Pajeú deveria ser referido como Faixa Pajeú-Paraíba e os “Terrenos” Rio Capibaribe e Alto Moxotó como Faixa Pernambuco Leste.

Em termos litológicos, o Domínio da Zona Transversal (Fig. 05) é constituído de faixas de rochas metavulcanossedimentares de idade Neoproterozoica, laterais ou sobrepostas a associações gnáissico-migmatíticas de idade paleoproterozoica e intrudidas por um volumoso plutonismo neoproterozoico.

Figura 05: Mapa esquemático do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema e localização da intrusão estudada. 20



Fonte: modificado de Medeiros (2004)

2.3. MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZOICO

Durante o Neoproterozoico tardio (Brasiliano), a Província Borborema foi marcada por um intenso magmatismo granítico. Almeida et al. (1967) que com base em dados petrográficos e de campo, distinguiram quatro tipos litológicos sendo eles: Tipo Conceição, Tipo Itaporanga, Tipo Itapetim e Tipo Catingueira. Posteriormente, Sial (1984a, 1984b, 1986, 1987), Sial et al. (1989a, 1989b) e Sial & Ferreira (1990) os classificaram com base em dados petrográficos, geoquímicos e sua distribuição geográfica em associações magmáticas cálcio-alcalina (Conceição), cálcio-alcalina de alto potássio (Itaporanga), afinidade trondhjemítica (Tipo Serrita) e peralcalina a alcalina (Tipo Catingueira).

Silva Filho et al. (1987), Sial & Ferreira (1988), Guimarães (1989) pesquisando os complexos Terra Nova, Bom Jardim e o Batólito Teixeira classificam esses granitoides como sendo de afinidade shoshonítica.

Ferreira et al. (1997, 1998) numa tentativa de relacionar o magmatismo Neoproterozoico tardio (Brasiliano) e os terrenos tectonoestratigráficos, distinguiram nove grupos com base em dados geoquímicos: granitoides cálcio-alcalinos de alto-K com e sem epidoto magmático, granitoides cálcio-alcalinos com epidoto magmático, granitoides trondhjemíticos, granitoides

peralcalinos, granitoides shoshoníticos, granitoides cálcio-alcálicos prealuminosos, sienitóides metaluminosos de alto-K e sienitóides peralcalinos ultrapotássicos.

Guimarães et al. (2004) com base em química de rocha total e datações U-Pb em zircões de várias intrusões graníticas do Domínio Central, sugerem um período de intenso magmatismo num intervalo de 100 Ma e subdividiram este magmatismo na porção leste do Domínio Central em quatro grupos: I) granitoides tipo-I cálcio-alcálicos de médio a alto-K leves a medianos (entre 640 e 600 Ma); II) granitoides cálcio-alcálico de alto-K e shoshoníticos, associados com com K-dioritos, intrudidos entre 590 e 581 Ma; III) granitoides alcalinos pós-colisionais intrudidos a cerca de 570 Ma; IV) granitos tipo-A, extensionais, pós-orogênicos, associados a um magmatismo sub-vulcânico bimodal (540-520 Ma). Neste contexto o Complexo Timbaúba se enquadra nos granitoides do grupo I.

3. GEOLOGIA LOCAL DO COMPLEXO TIMBAÚBA E SEUS ENCLAVES

3.1. O COMPLEXO TIMBAÚBA

O Complexo Timbaúba foi inicialmente definido por Almeida e Guimarães (2002) que o classificou como uma intrusão de ~200km² constituída de granodioritos a monzogranitos porfiríticos a equigranulares, com biotita e hornblenda como fases máficas principais. Enclaves microgranulares (anfibríticos e dioríticos) arredondados a elípticos apresentando fusão parcial são comuns. Clots ricos em anfibólio, circundados por cristais mais desenvolvidos de anfibólio e biotita foram observados nos granodioritos e monzogranitos. Clots de quartzo com até 3,0cm ocorrem localmente. Dioritos ocorrem como diques sinplutônicos nos granitoides, e nos ortognaisses, mostrando contatos crenulados, sugerindo intrusão tardi- a pós-migmatização.

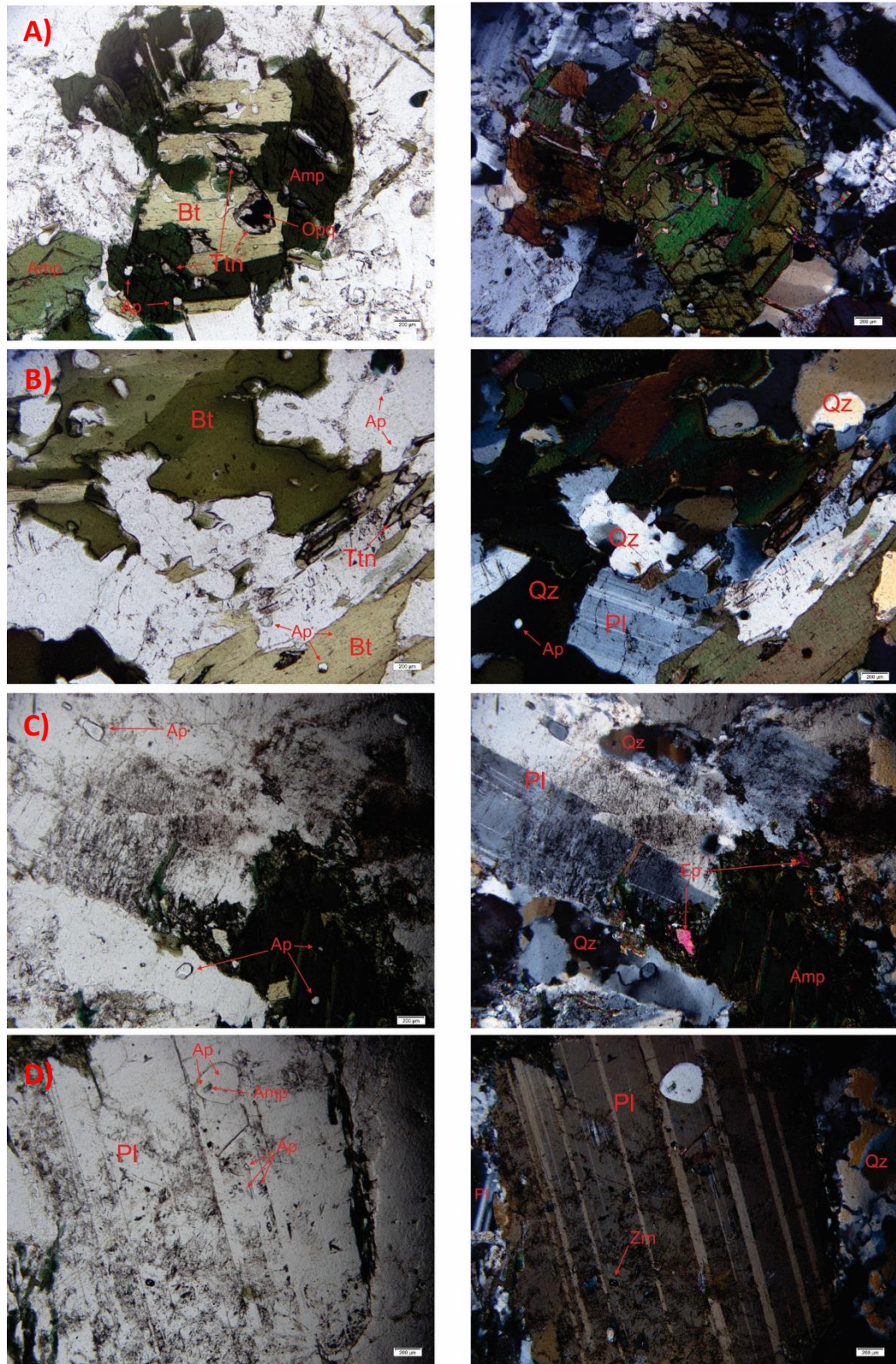
Guimarães et al (2011), observou que o Complexo Timbaúba é composto por quatro plutons e que a principal intrusão possui idade U-Pb em zircão SHRIMP de 616 ± 5 Ma. Todos os quatro plutons foram intrudidos no Complexo Surubim, unidade metassedimentar da Faixa Rio Capibaribe, que é formada por granada-biotita-gnaisses intercalados com mármore, rochas metavulcânicas máficas e quartzitos, com idades modelo T_{DM} variando de 1,52 a 1,68 Ga. O maior deles, com orientação E-W, está intrudido ao longo do ramo leste da zona de transcorrência de cinemática dextral Coxixola, denominada nesta área como Zona de Cisalhamento Timbaúba (GUIMARÃES et al., 2012). Foliação de baixo ângulo é observada

truncando uma foliação de alto ângulo nas rochas do Complexo Timbaúba assim como nas rochas encaixantes (GUIMARÃES et al., 2004). A presença de migmatização nas rochas do Complexo Timbaúba, sugerem que o alojamento dos granitóides está relacionado ao pico do metamorfismo regional e associado ao evento que formou a foliação de baixo ângulo (GUIMARÃES et al., 2011). Neves et al. (2006), através de dados ASM observou que as foliações magnéticas com mergulhos moderados associadas a lineações magnéticas com direções EW a NW, paralelas as observadas nas rochas metassedimentares encaixantes, indicam intrusão durante uma tectônica tangencial.

Na área estudada, estas rochas são classificadas petrograficamente como biotita-anfibólio-granodioritos a monzogranitos equigranulares a porfiríticos, com granulação média. As principais fases máficas são biotita e anfibólio. Titanita, minerais opacos, apatita e zircão como fases acessórias e sericita, titanita e epidoto como minerais secundários. Nas seções analisadas, o quartzo ocorre de forma xenomórfica com extinção ondulante evidenciando uma deformação no estado sólido. O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos. Alguns cristais apresentam alteração para sericita. Em alguns cristais observa-se intercrescimento com o quartzo compondo a textura mirmequítica. A biotita (Fig. 06B) ocorre como palhetas anédricas a subédricas, com pleocroísmo marrom-esverdeado claro a escuro e birrefringência alta e uma textura picotada, podendo apresentar planos de clivagem característicos ou não. Frequentemente com inclusões de minerais opacos e cristais aciculares ou arredondados de apatita. O anfibólio ocorre como cristais prismáticos, anédricos a subédricos com pleocroísmo verde-castanho a verde-azulado e relêvo maior que a biotita e planos de clivagens característicos (laterais e basais) em cristais maiores e ausente em cristais menores. Os fenocristais ocorrem por vezes se desestabilizando e formando lamelas de biotitas entre os planos de clivagens e fraturas (Fig. 06A). A titanita (Fig. 07B-D) é uma fase acessória frequente e bem distribuída nessas rochas. Ocorre sob a forma de cristais grandes, losangulares, euédricos a subédricos, apresentando ou não clivagem boa em duas direções e por vezes geminados. Estes cristais possuem pleocroísmo castanho-alaranjado claro a intenso, birrefringência alta e por vezes corroídos indicando uma interação com um fluido residual. Cristais menores, com pleocroísmo castanho claro, são observados associados com biotitas, anfibólios e opacos indicando um processo de esfenitização secundário. Os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos a subédricos principalmente nos aglomerados de biotitas e anfibólios ou incluso nos mesmos. Cristais de apatita (Fig. 06 e 07A, B e C) com relevo alto,

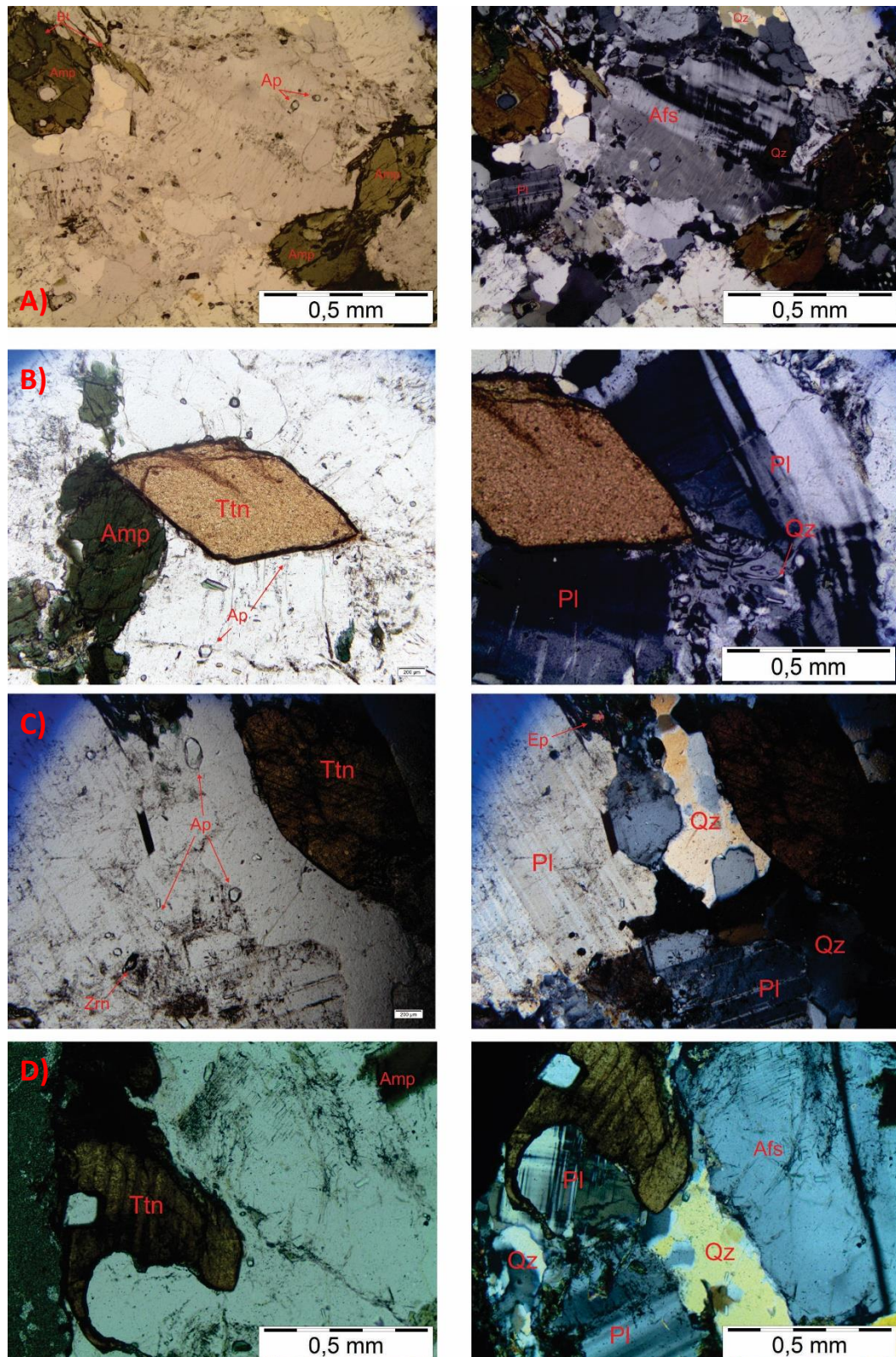
incolores e com birrefringência baixa, ocorrem inclusos em plagioclásios, biotitas e anfibólios sob a forma de cristais prismáticos ou arredondados quando em seções basais. O epidoto (Fig. 06C) ocorre como pequenos cristais anédricos frequentemente como mineral secundário, neoformado por saussuritização do plagioclásio.

Figura 06: Petrografia das rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba. A) Cristal de anfibólio alterando e formando biotita e titanita nos planos de clivagem e fraturas e com inclusão de mineral opaco bordejado por titanita secundária. B) Cristais de biotita com e sem planos de clivagem e com inclusões de apatita. Titanita secundária nos planos de clivagem. C) Cristais de epidoto neoformados por alteração do plagioclásio em contato com anfibólio. D) Fenocristal de plagioclásio com inclusões de zircão e apatita. Cristal de apatita com inclusão de cristal menor de apatita e anfibólio.



Fonte: o autor.

Figura 07: Petrografia das rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba. A) Cristal de anfibólio alterando e formando biotita. K-feldspato com textura peritítica e inclusões de apatita. B) Grande cristal de titanita losangular em contato retilíneo com anfibólio. Plagioclásio com inclusões de apatita e textura mirmequítica. C) Cristal de lajioclásio com inclusões de apatita e zircão, e cristal de titanita apresentando dois planos de clivagem. D) Cristal de titanita geminado e corroído em contato com cristal de K-feldspato.



Fonte: o autor.

3.2. ENCLAVES

O termo “enclave” foi proposto por Lacroix (1890) para descrever fragmentos de rochas inclusos em uma rocha ígnea homogênea. Enclaves costumavam ser considerados como sendo mais antigos que suas rochas hospedeiras, porém após os trabalhos de Lacroix e com mais e mais autores estudando os enclaves em rochas ígneas, foi constatado que nem sempre este é o caso e que os enclaves resultam de uma mistura de magmas e são contemporâneos às suas rochas hospedeiras.

Didier e Barbarin (1991), a partir de vários trabalhos, sumarizaram a classificação de enclaves com base na natureza desses enclaves, contatos com a rocha hospedeira, forma e nas suas características (Fig. 08).

Figura 08: Classificação dos enclaves.

The various types of enclaves: their nature and main petrographic features

	Term	Nature	Contact	Shape	Features
ENCLAVE	Xenolith	Piece of country rocks (hornfels)	Sharp	Angular	Contact-metam. texture & minerals
	Xenocryst	Isolated foreign crystal	Sharp	Globular	Corrosion Reactional aureole
	Surmicaceous enclave	Residue of melting (restite)	Sharp with biotitic crust	Lenticular	Metamorphic texture Micas & Al-rich minerals
	Schlieren	Disrupted enclave	Gradual	Oblate	Planar orientation
	Felsic microgranular enclave	Disrupted fine-grained margin	Sharp or gradual	Ovoid	Fine-grained Igneous texture
	Mafic microgranular enclave	Blob of coeval magma	Mostly sharp	Ovoid	Fine-grained Igneous texture
	Cumulate enclave (Autolith)	Disrupted cumulate	Mostly gradual	Ovoid	Large-grained Cumulate texture

Fonte: Didier e Barbarin (1991).

Com base nesta classificação os enclaves observados no Complexo Timbaúba são dos seguintes tipos:

- 1) Xenólitos
- 2) Enclaves Surmicáceos
- 3) Enclaves Microgranulares Máficos (MME)

Os enclaves formados por xenólitos observados no Complexo Timbaúba não são abundantes. Este tipo de enclave é descrito como sendo pedaços de uma rocha estranha introduzidos em um outro magma (SOLLAS, 1894). Goldshmidt (1911) e Harker (1939) pontuam que xenólitos comumente possuem uma paragênese e texturas como aquelas relacionadas ao metamorfismo de contato e que quando não são totalmente dissolvidos possuem uma auréola de reação, nunca sendo idiomórficos (DIDIER & BARBARIN, 1991). No Complexo Timbaúba, são formados por ortognaisses com alternância de bandas máficas e félsicas, contatos angulares a lobados e de tamanhos decimétricos a métricos. Estes enclaves podem apresentar ou não uma borda de reação com a encaixante (Fig. 09A e B).

Figura 09: Aspectos de campo dos enclaves do Complexo Timbaúba. A) Xenólito angular com borda de reação com a rocha hospedeira. B) Outro Xenólito com bordas arredondadas.

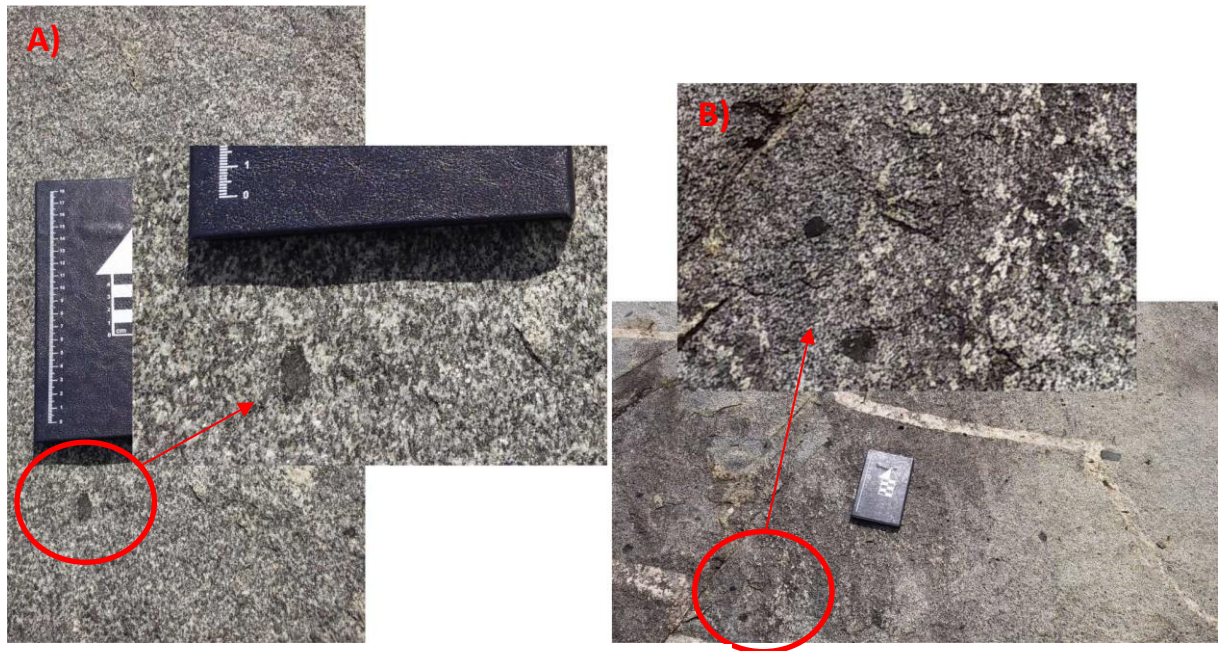


Fonte: o autor.

O termo “*enclave surmicáceo*” foi cunhado por Lacoix, 1933b, que descreve como um tipo de enclave presente em muitas intrusões e particularmente comum em granitos anatéticos associados com migmatitos. Estes enclaves são frequentemente de tamanho pequenos (poucos centímetros e de forma lenticular). São compostos essencialmente de biotita e frequentemente

contém muscovita e outros minerais ricos em Al. Estes enclaves em campo podem ser facilmente identificados por possuírem uma crosta de biotita no contato com a rocha hospedeira (Fig. 10)

Figura 10: Aspectos de campo dos enclaves do Complexo Timbaúba. A e B) Enclaves surmicáceos com no máximo 5 mm de diâmetro e crosta de biotita no contato com a rocha hospedeira.



Fonte: o autor.

Didier e Roques (1959) definiram como “*enclaves microgranulares*” a maioria dos enclaves de rochas ígneas em granitóides possuindo uma granulação fina em torno de 1mm. O tamanhos desses enclaves é variável, podendo ser centimétricos a decimétricos, com alguns podendo ser métricos, e seus contatos com as rochas hospedeiras são comumente interpenetrativos. Os autores ainda deixam claro que os limites entre os pares enclave-hospedeiro é quase impossível de se separar pelo fato de terem cristalizado ao mesmo tempo e não possuírem uma auréola de biotita os cercando. Cristais maiores de feldspato-K podem ocorrer ao longo do contato com os enclaves (Fig 09C e 10H) e foram interpretados por algum tempo como sendo um resultado da ação metassomática da rocha hospedeira no enclave. Barbarin (1991) e Bussy (1991) mostraram que este fenômeno na verdade resulta da transferência de cristais entre os magmas coexistentes durante os processos de mistura de magmas.

Enclaves microgranulares frequentemente exibem uma forma elipsóide no campo, arredondados a ovalados, sendo estas formas controladas pelas propriedades físicas iniciais

(densidade, viscosidade, temperatura) assim como da ação de movimentos na câmara magmática ou tectônica. A maioria dos enclaves que permanecem no local onde a mistura se deu início, possuem uma forma irregular e margens com granulação fina e lobadas, enquanto enclaves que se movimentaram não exibem essas características. A forma elipsoidal pode ser devida a deformação e erosão dos enclaves quando eles se movem no magma granítico durante o alojamento (DIDIER, 1987) (Fig. 11A)

Vernon (1983, 1984) propôs o uso de “*enclave microgranitoide*” para caracterizar tanto a composição “granítica” como a textura microgranular. Barbarin (1988a) notou que esses enclaves microgranulares nem sempre são exatamente microgranulares, que o tamanho dos grãos podem chegar a 2-3 mm, porém constantemente menor que suas rochas hospedeiras preferindo então o uso do termo “*enclave magmático máfico*”.

Didier e Barbarrin (1991) percebendo que os termos enclave microgranular, enclave microgranitoide ou enclave magmático são todos corretos e amplamente descrevem os mesmos objetos geológicos, propõe o uso da abreviação *MME* para identifica-los.

Os MME's do Complexo Timbaúba possuem uma composição diorítica a tonalítica e também anfibolítica, coloração mesocrática, são equigranulares finos ou médios. Os enclaves possuem duas formas distintas, uma como blobs arredondados a subarredondados por vezes elípticos com contatos penetrantes e não possuem texturas de resfriamento (Fig. 11A-E), e outra como formas tabulares com os minerais orientados indicando uma textura de fluxo e sem contatos resfriados. Estes enclaves podem ou não possuírem texturas de reação (Fig. 11F e G).

A ausência de margens resfriadas, onde a granulação dos cristais é mais fina que no centro do enclave, é interpretada como resultante do baixo contraste de temperaturas entre os enclaves e a rocha hospedeira resultando em diferentes estágios de mistura magmática (Fig. 12A-F).

Feições observadas em campo sugerem que o segundo tipo de enclave é resultante do desmembramento de diques sin-plutônicos (Fig. 12E-I), estes diques podem conter ou não texturas de fluxo magmático. Três estágios de hibridização são observados nos enclaves do Complexo Timbaúba:

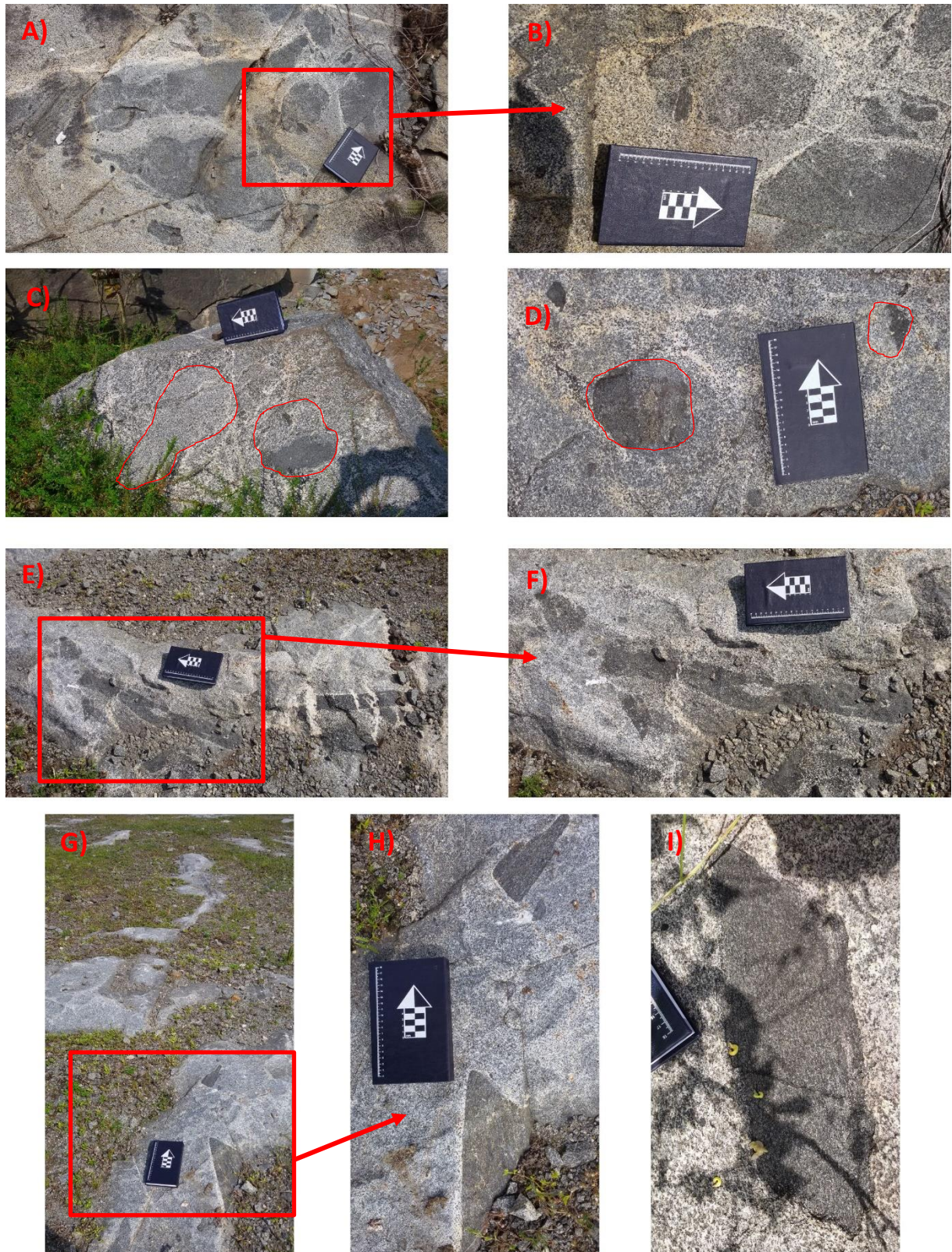
- 1) Enclaves totalmente hibridizados
- 2) Enclaves sofrendo processos de hibridização
- 3) Enclaves sem processos de hibridização

Figura 11: Aspectos de campo dos enclaves microgranulares do Complexo Timbaúba. A) Enclave elipsoidal interpretado como um blob ascendente em afloramento vertical nos granodioritos do Complexo Timbaúba. B-E) Enclaves arredondados a subarredondados, podendo apresentar bordas de razão com a hospedeira (F e G).



Fonte: o autor.

Figura 12: A) Conjunto de enclaves parcialmente hibridizados. B) Detalhe de (A) exibindo um enclave composto. C) Enclave totalmente hibridizado ao lado de enclave parcialmente hibridizado. D) Enclaves parcialmente hibridizados. E) Dique sin-plutônico desmembrado e parcialmente hibridizado. F) Detalhe de (E). G-I) Enclaves formados por diques sin-plutônicos desmembrados com cristais orientados e halos formados por cristais maiores de feldspato-K.

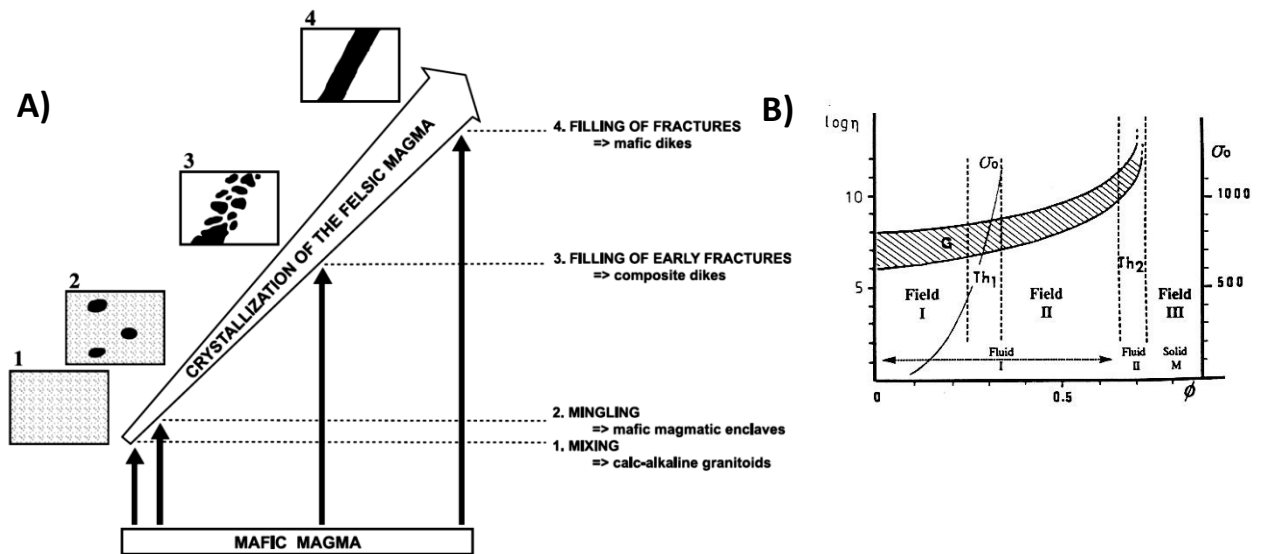


Fonte: o autor.

Esta diferença de estágios de hibridização é explicada por Fernandez & Barbarin (1991), onde propõem que os vários tipos de rochas máficas e enclaves são produzidos por injeção de magma máfico no magma granítico durante diferentes fases de cristalização da rocha hospedeira. Nestes sistemas, a interação entre o magma máfico e félsico coexistentes é principalmente controlada pelos seus valores iniciais de temperatura, volume relativo, composição, conteúdo de água, cristalinidade, taxa de cristalização e subsequentemente, suas reologias. Como essas características não mudam simultaneamente durante a evolução dos sistemas, vários tipos de interações podem ocorrer sequencialmente.

A figura 13 sumariza os diferentes tipos de interações propostas por Fernandez & Barbarin (1991). (1) se o magma máfico é introduzido antes do início da cristalização do magma félsico (campo reológico I da Fig. 13B), *mixing* completo resulta na formação de magmas híbridos homogêneos e granitóides cálcio-alcálicos. Este tipo de *mixing* ocorre em profundidade e é normalmente favorecido por convecção (granodioritos hospedeiros e enclaves totalmente hibridizados). Cristais já presentes em um componente ou em ambos, podem se tornar xenocristais parcialmente dissolvidos e manteados na rocha híbrida resultante. (2) se o magma máfico é introduzido um pouco mais tarde, quando a viscosidade efetiva dos magmas félsicos ainda é significativamente baixa (campo reológico II da Fig. 13B), o contraste de viscosidades dos magmas coexistentes é suficientemente grande para permitir apenas processos de mingling (Fig. 13A). Blobs do magma máfico forma os MME no magma félsico. A viscosidade no magma hospedeiro geralmente é baixa o suficiente para que os MME se espalhem no pluton através de convecção e outras forças dispersivas. (3) se o magma máfico é introduzido quando o magma félsico atinge o *segundo limiar reológico* (Th_2 – Fig. 13B), quando está amplamente cristalizado, o magma máfico é canalizado por fraturas precoces da rocha granítica quase-sólida e interage com os últimos líquidos magmáticos apenas localmente para formar diques sin-plutônicos compostos ou fragmentados (Fig. 12E-I); (4) Injeções tardias de magma máfico em uma rocha bastante sólida (campo reológico III, Fig. 13B) resultam na formação de diques máficos contínuos. O contraste reológico entre os dois componentes é grande o suficiente para que a maioria das interações serem inibidas.

Figura 13: A) Modelo mostrando os diferentes estágios de hibridização resultantes da injeção de um magma máfico em um magma félsico com diferentes graus de cristalinidade. B) principais estágios de evolução reológica de magmas graníticos cristalizando. Campo I: comportamento Newtoniano, campo II: comportamento visco-plástico, campo III: comportamento sólido.



Fonte: Fernandez & Barbarin (1991)

Petrograficamente, assim como em afloramento, os enclaves podem ser separados em enclaves mais híbridos compreendendo quartzo-dioritos e tonalitos, e enclaves mais máficos de composição diorítica. Os enclaves máficos híbridos em escala de afloramento aparentam ser equigranulares, porém, quando observados em lâmina delgada apresentam uma textura microporfítica formada por microfenocristais precoces de anfibólio e plagioclásio imersos numa matriz inequigranular fina a média de plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo e como fases acessórias apresentam allanita, titanita, apatita e minerais opacos. Os enclaves máficos dioríticos são equigranulares médios, possuem como fase máfica principal o anfibólio sendo a biotita menos frequente, o plagioclásio é o mineral félsico dominante e como fases acessórias possuem epidoto, apatita, e minerais opacos.

O quartzo, quando presente, forma cristais anédricos preenchendo os interstícios dos demais minerais e geralmente com granulação menor que os demais minerais.

Os plagioclásios nos enclaves híbridos se apresentam de duas formas. Uma como microfenocristais subédricos alongados com geminação polissintética e/ou calrsbad e possuindo uma textura poquilítica, englobando cristais menores de anfibólio e biotita nas bordas, típica de sistemas híbridos de magmas máficos e félsicos (Fig. 14A). Estes cristais maiores são interpretados como cristais precoces do magma máfico que durante a

cristalização/resfriamento do enclave em contato com as rochas hospedeiras mais félsicas houve o sobrecrecimento nas bordas englobando os minerais da matriz que estavam iniciando a cristalização. Outra forma como se apresentam nos enclaves híbridos, é sob a forma de cristais anédricos geminados compondo a matriz com os demais minerais. Nos enclaves mais máficos, o plagioclásio ocorre de forma semelhante aos enclaves híbridos compondo a matriz, porém com uma granulação maior.

K-feldspatos são raros nestes enclaves. Os cristais identificados ocorrem sob duas formas exclusivamente nos enclaves híbridos, 1) xenocristais de microclina provenientes das rochas hospedeiras apresentando uma textura micropertítica e inclusões de apatita, zircão e anfibólio (Fig. 14C), e 2) mega cristais englobando vários outros cristais menores da matriz formando uma textura poiquilítica (Fig. 15A), estes cristais são interpretados como sendo formados em um sistema híbrido que resfria lentamente onde é possível a nucleação de K-feldspatos ou quartzo próximo ao *liquidus* do *melt* restante durante a cristalização (Hibbard, 1991).

Os anfibólios, assim como os plagioclásios nos enclaves híbridos, ocorrem sob duas formas, 1) microfenocristais (até 2 mm) anédricos, de forma ovalada, com pleocroísmo verde-claro a verde-escuro e inclusões de minerais opacos (Fig. 15B), e 2) cristais menores (~0,2-0,5mm) anédricos a subédricos, frequentemente com inclusões de apatita e associados com biotitas. Os fenocristais, e menos frequentemente os cristais da matriz, apresentam uma textura corroída indicativa de *breakdown*, onde os cristais se desestabilizam e decompõem-se em cristais vermiformes de quartzo evidenciando uma textura simplectítica. Esta textura é resultante da interação entre o magma máfico e félsico. Nos enclaves mais máficos os anfibólios são maiores, em relação aqueles que ocorrem nos enclaves híbridos (Fig. 15C), variando de 1,0 mm até 10,0 mm. São subédricos a anédricos e apresentam inclusões de apatita e minerais opacos, e por vezes se alteram formando palhetas de biotitas entre as clivagens. A textura simplectítica está presente nesses anfibólios, porém não tão intensa como nos enclaves híbridos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante nos enclaves híbridos com no máximo 0,5 mm de comprimento, formando palhetas subédricas com pleocroísmo variando de marrom claro a escuro. Uma forma atípica identificada nas biotitas presentes nos enclaves híbridos é a denominada por Hibbard (1991) como “biotitas em lâmina” (Fig. 12A), que é propensa de se formar quando há uma justaposição heterogênea entre as fases cristalinas e o melt caracterizando um sistema de mistura. A mistura de um sistema aluminosilicático rico em

magnésio e ferro (enclaves máficos) com outro rico em potássio (hospedeira), induz a cristalização de “biotitas hidrogênicas”. Se o crescimento da biotita é fisicamente restrito, por fases cristalinas precoces, o crescimento do cristal pode não refletir a estrutura cristalina típica da biotita. O resultado é uma forma laminada, particularmente bem observada em seções basais alongadas (HIBBARD, 1991). Nos enclaves mais máficos a biotita é bem menos frequente, ocorrendo principalmente como palhetas subédricas variando de 0,2-0,5 mm, resultantes da alteração dos anfibólios em seus planos de clivagem (Fig. 15C).

Epidoto ocorre nos enclaves híbridos como cristais anédricos a subédricos corroídos, com núcleos de allanitas alaranjadas zonadas, associados a minerais máficos (Fig. 14A e 16B) e são interpretados como epidotos magmáticos. Nos enclaves mais máficos, o epidoto ocorre como cristais anédricos mantendo minerais opacos associados com anfibólios, também ocorre como minerais secundários anédricos formados por processos de saussuritização nos plagioclásios (Fig. 09B) ou inclusos em cristais de anfibólios corroídos, mantendo minerais opacos.

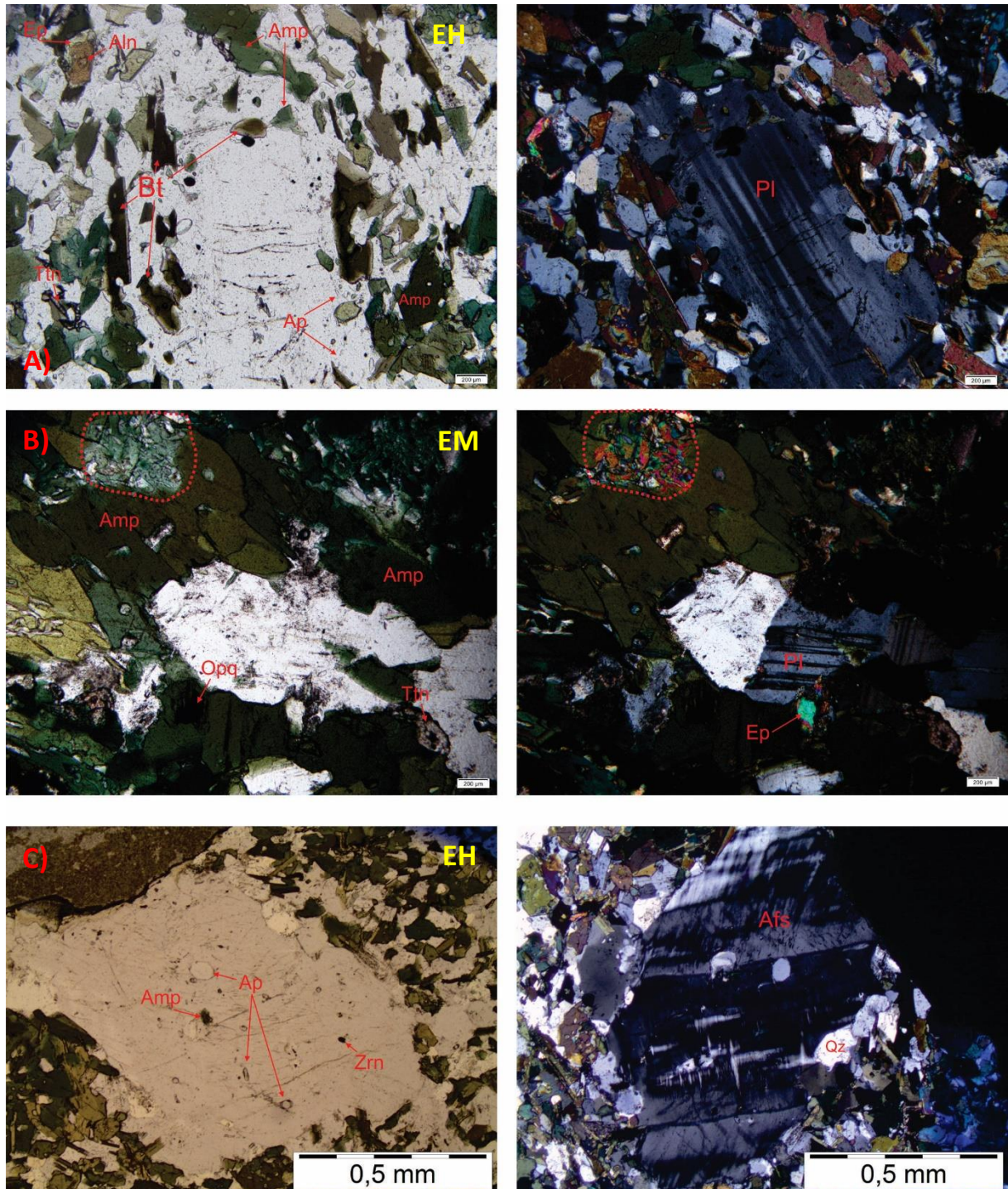
Allanita ocorre exclusivamente nos enclaves híbridos como cristais subédricos a anédricos zonados, cor amarelada e pleocroísmo castanho avermelhado metamítico. Podem ocorrer como núcleos em cristais de epidoto ou como cristais isolados (Fig. 14A e 16B).

Apatita ocorre com maior frequência enclaves híbridos como prismas curtos em seções basais e como acículas que estão inclusas principalmente em plagioclásio, hornblenda e biotita. Nos enclaves mais máficos ocorrem em menor frequência e principalmente como seções basais.

Titanita ocorre como cristais anédricos a subédricos, incolores a amarelo-claro em ambos os tipos de enclaves. Nos enclaves híbridos ocorrem principalmente associados ou inclusos em anfibólios e biotitas (Fig. 14A e 16B). Nos enclaves mais máficos ocorrem principalmente mantendo minerais opacos como produto de alteração (Fig. 16C).

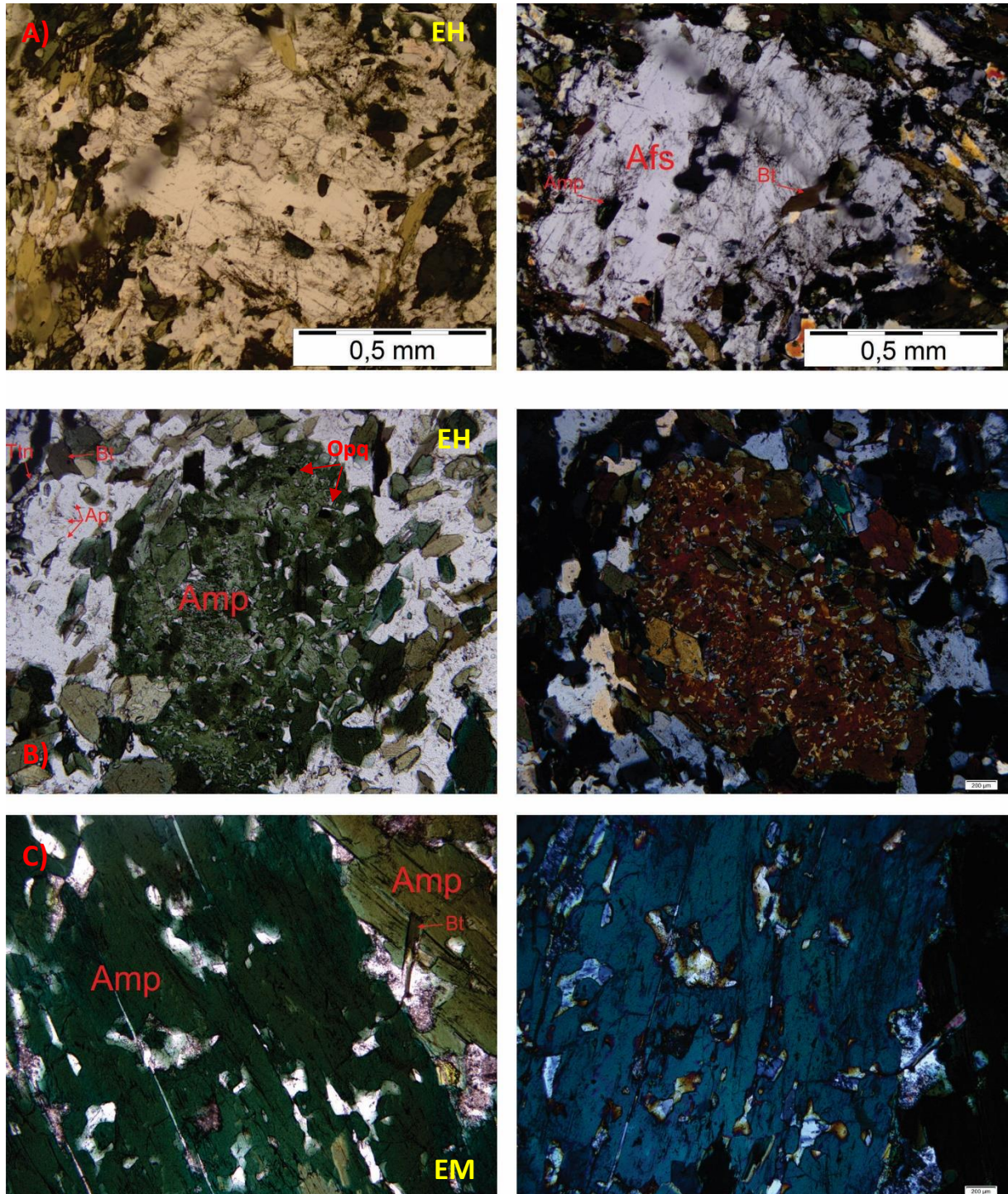
Minerais opacos formam cristais anédricos a subédricos com no máximo 0,2 mm nos enclaves híbridos e nos enclaves mais máficos podem chegar a 1,0 mm. Ocorrem frequentemente inclusos em anfibólios, biotitas nos enclaves híbridos (Fig. 15B). Nos enclaves mais máficos sofrem processo de alteração secundária formando titanita nas suas bordas (Fig. 16C).

Figura 14: A) Plagioclásio com textura poiquilítica nas bordas. Cristal de biotita em lâmina alongado paralelo ao plagioclásio. Allanita zonada com bordas de epidoto. B) Cristais de anfibólios com textura simpectítica e inclusão de opacos. C) Xenocristal de K-feldspato microclina com inclusões de apatita, anfibólio e zircão. Esquerda – Nicóis paralelos, Direita – Nicóis cruzados. EM – Enclave máfico, EH – Enclave híbrido.



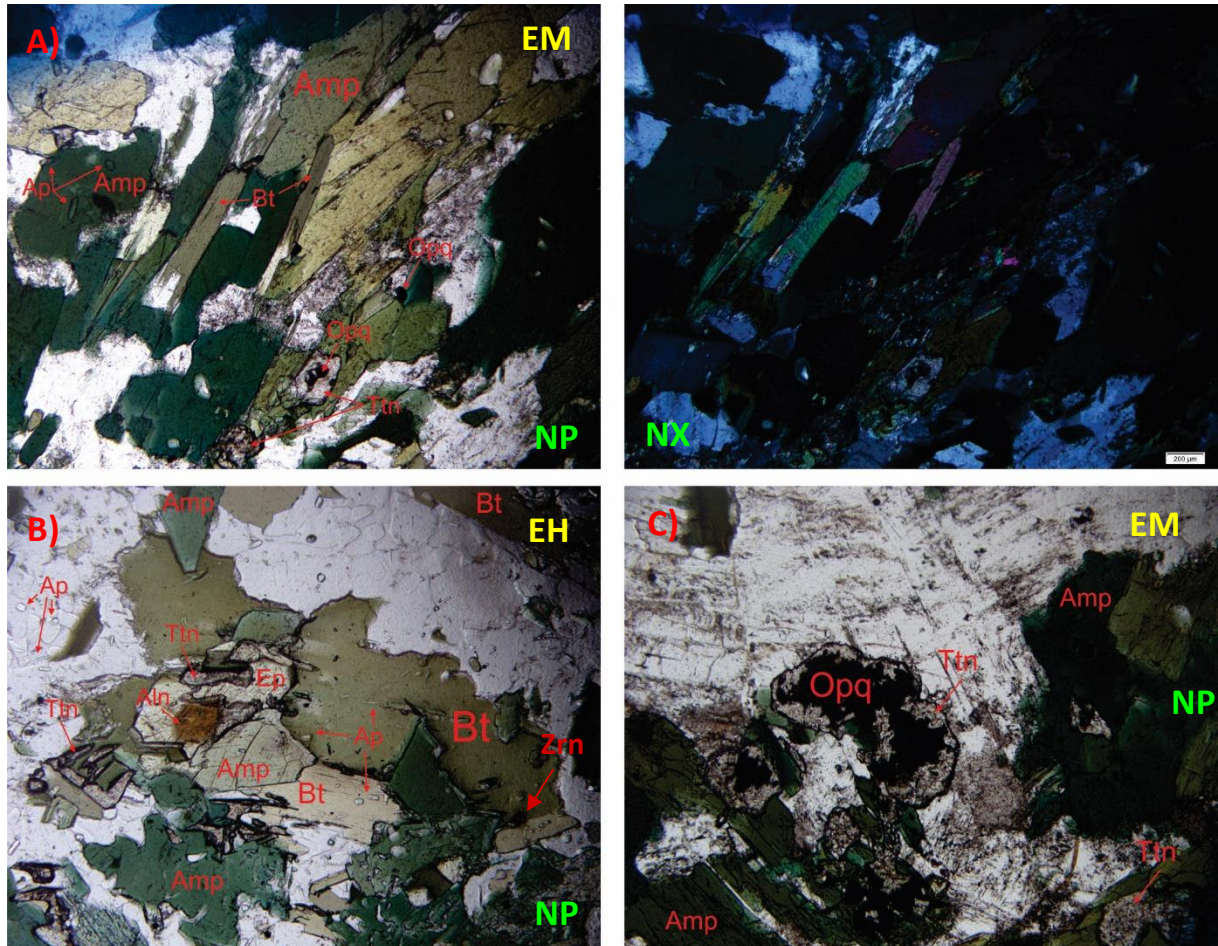
Fonte: o autor.

Figura 15: A) Cristal de K-feldspato com textura poiquilítica englobando anfibólios e biotitas da matriz. B) Microfenocristal de anfibólio corroído e formando textura simplectítica. Pequenos cristais de apatitas aciculares. C) Grandes cristais de anfibólios apresentando textura simplectítica. Biotitas resultantes de alteração dos anfibólios. Esquerda – Nicóis paralelos, Direita – Nicóis cruzados. EM – Enclave máfico, EH – Enclave híbrido.



Fonte: o autor.

Figura 16: A) Granulação maior dos minerais máficos (Anfibólio e biotita) nos enclaves mais máficos. Anfibólios com inclusões de apatitas e opacos que podem ser manteados por titanita secundária. B) Aglomerado de minerais máficos com inclusões de apatita, minerais opacos e zircão. Epidoto com núcleo de allanita zonada. C) Minerais opacos alterando e formando titanitas nas bordas. NP – Nicóis paralelos, NX – Nicóis cruzados. EM – Enclave máfico, EH – Enclave híbrido.



Fonte: o autor.

4. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ENCLAVES E ROCHAS HOSPEDEIRAS

4.1. INTRODUÇÃO

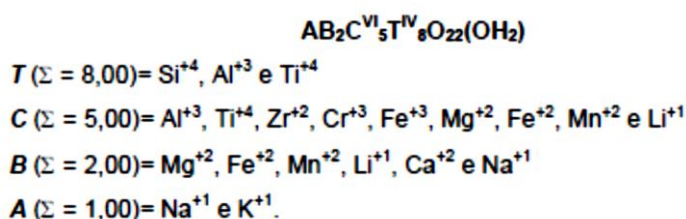
Nesta seção serão apresentadas análises químicas em anfibólio, biotita, plagioclásio, allanita e titanita visando compreender a natureza e as condições físico-químicas, pressão, temperatura, fugacidade de oxigênio e viscosidade, as quais os enclaves e rochas hospedeiras estudadas foram cristalizadas assim como a natureza do magma fonte desses enclaves.

As análises de minerais foram realizadas por Microsonda Eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O equipamento utilizado foi o JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), operada em uma voltagem de aceleração de 15 kV, uma corrente de 10 nA, e um diâmetro de ordem um do feixe eletrônico. Para isto as seções foram metalizadas com carbono em uma câmara á vácuo. Antes de iniciar a análises, os minerais a serem analisados foram definidos pela análise microscópicas, levando em consideração as fases minerais presentes e, as menos afetadas por processos de alteração secundária. Foram analisados biotita, anfibólio, plagioclásio (borda e núcleo), titanita e allanita. Os resultados são apresentados nas tabelas 02.

4.2. ANFIBÓLIOS

26 grãos de anfibólios, incluindo núcleo e bordo (totalizando 38 análises), foram analisados e classificados de acordo com as normas sugeridas pela IMA (Internatíal Mineralogical Association) (LEAKE et al., 1997). A classificação química dos anfibólios tem como base a fórmula estrutural geral para 23 oxigênios (Fig. 17). Dessa forma os anfibólios podem ser classificados em quatro grupos distintos, sódicos, calco-sódicos, cálcicos e Mg-Fe-Mn-Li.

Figura 17: Formula química dos anfibólios e os campos ocupados pelos elementos.



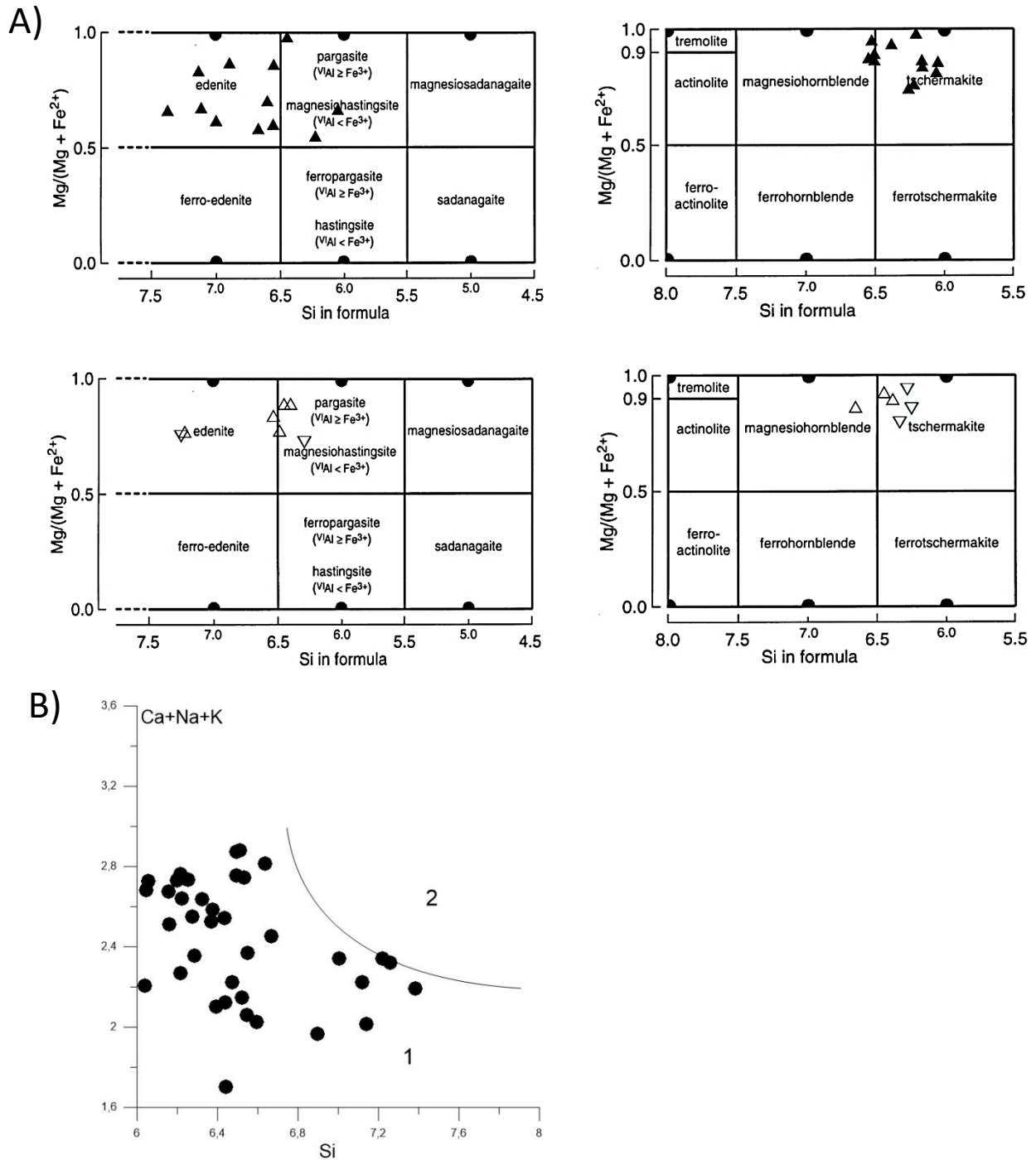
Fonte: Leake et al. (1997)

Os anfibólios dos enclaves e hospedeiras no Complexo Timbaúba são magmáticos (Fig. 18B) como observados na petrografia. Possuem valores de $(Ca)B > 1,50$ e $(Na+K)B \leq 0,50$ ou $< 0,50$ classificando-os como cálcicos. Os anfibólios analisados nos enclaves mostram teores médios de CaO (11,11) semelhantes aos observados nos granitoides hospedeiros (11,53), o mesmo sendo observado para os valores de $Fe\# [Fe/(Fe+Mg)]$ os quais são de 0,48 a 0,50 para enclaves e hospedeiras respectivamente.

A nomenclatura de Leake et al. (1997) para os anfibólios cálcicos, utilizando os valores de Si na abcissa e $Mg/(Fe^{+2} + Mg)$ na ordenada, classifica a maioria dos anfibólios dos enclaves estudados como edenitas e tschermakitas com algumas análises caindo no campo de Mg-hastingsitas e Mg-hornblendas. Os anfibólios das rochas hospedeiras são edenitas, Mg-hastingsitas e tschermakitas (Fig 18A).

Semelhanças composicionais com diferenças em granulação, morfologia, habito cristalino nos anfibólios dos MME e suas hospedeiras é uma característica bastante observada (PABST, 1928; REESOR, 1958; LINK, 1970; BARBARIN, 1986; BARBARIN et al., 1989; e DORAIS et al., 1990). As composições similares de hornblenda e biotitas dos MME e rochas hospedeiras podem indicar que os MME representam agregados de minerais máficos presentes nos granitoides (PABST, 1928), ou que contribuem com os minerais máficos para os granitoides (LINK, 1970; REID & HAMILTON, 1987), ou ainda que os MME e os granitóides hospedeiros estavam em equilíbrio quando os minerais máficos se cristalizaram (REESOR, 1958).

Figura 18: A) Composição dos anfibólios dos enclaves e hospedeiras do Complexo Timbaúba. (▲) Enclaves máficos, (△) Bordas de reação, (▽) Rochas Hospedeiras. B) Diagrama Si versus (Ca+Na+K) para os anfibólios dos enclaves e hospedeiras do Complexo Timbaúba. 1 = anfibólios magmáticos, 2 = anfibólios metamórficos.

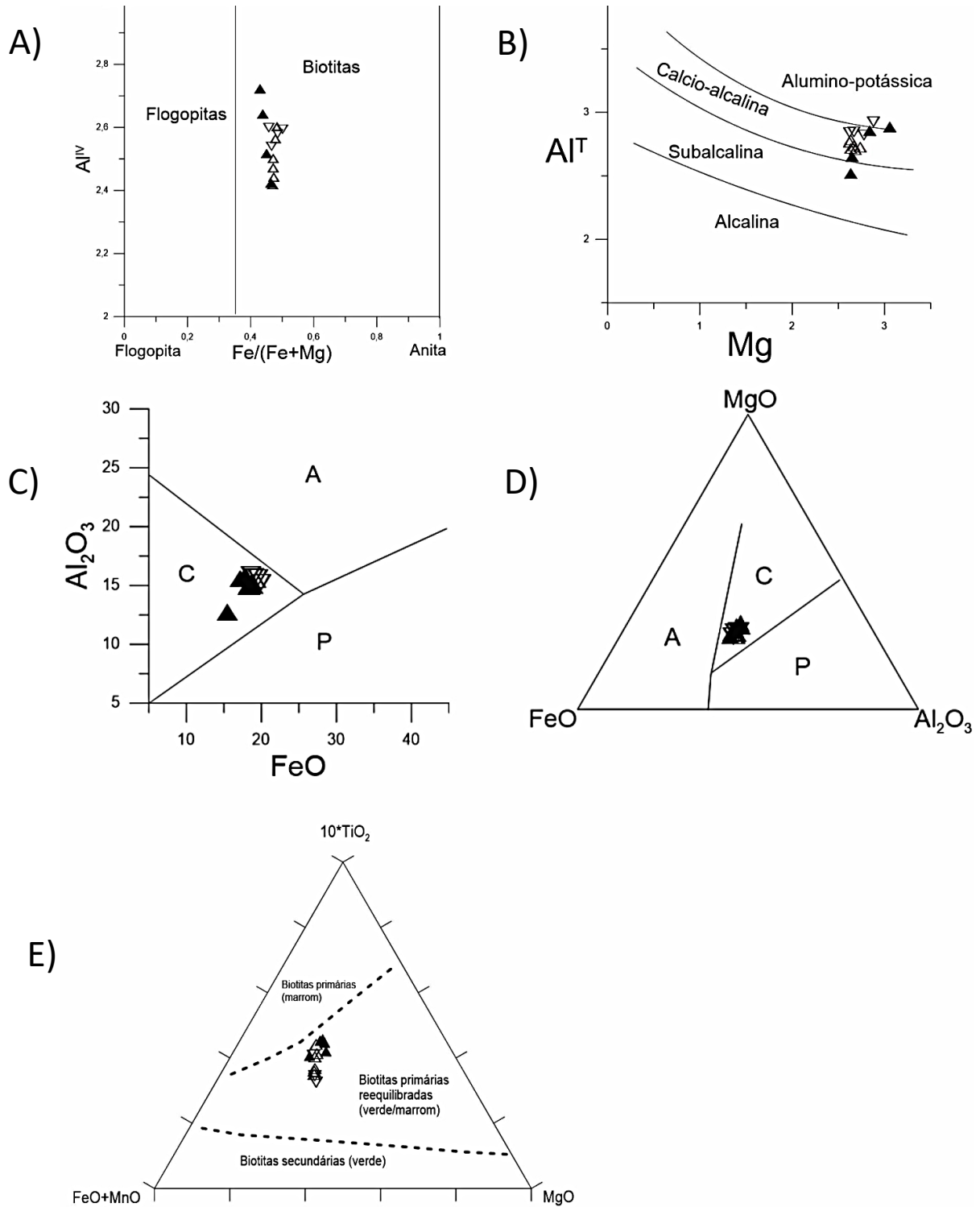


Fonte: A) Leake et al. (1997), B) Leake (1971)

4.3. BIOTITAS

14 palhetas de biotita foram analisadas, e os resultados são apresentados na tabela 03. Biotita é um importante mineral ferromagnesiano que ocorre em diversas rochas ígneas máficas e félsicas, refletindo as condições físico-químicas do magma onde se cristalizou. As biotitas dos enclaves e rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba mostram grande variação nos teores de Al^{IV} e pertencem à série siderofilita-annita, tendendo a um maior enriquecimento na molécula de annita (Fig 14A). As razões de $Fe/(Fe+Mg)$ para enclaves e hospedeiras variam de 0,43 a 0,50. As biotitas analisadas nos MME mostram valores de BaO variando de 0,1 a 0,4 % em peso, TiO_2 de 2.1-2.4 e F de 0.5-1.2 semelhante aos observados nos granitoides hospedeiros 0.09-0.2, 1.5-2.1 e 0.56-0.59 respectivamente. Entretanto, mostram razões FeO/MgO (1,34-1,54) levemente inferiores as razões FeO/MgO (1,5-1,8) observadas nas biotitas dos granitoides hospedeiros. Segundo Abdel-Rahman (1994) as razões de FeO/MgO de biotitas podem ser utilizadas para distinguir três tipos de suítes magmáticas: 1) biotitas de suítes alcalinas anorogênicas são annitas silicosas, ricas em ferro com razões médias de $FeO/MgO = 7,04$; 2) biotitas de granitoides peraluminosos, incluindo os de tipo S, são siderofilitas com razões médias de $FeO/MgO = 3,48$; e 3) biotitas dos granitoides cálcio-alcalinos são moderadamente enriquecidas em Mg, com razões médias de $FeO/MgO = 1,76$. Considerando esta classificação, as biotitas dos enclaves e hospedeiras do Complexo Timbaúba podem ser consideradas como sendo de suítes cálcio alcalinas. Esta classificação é corroborada pela projeção das biotitas analisadas no diagrama Al^T versus Mg com campos de Nachit et al. (1985) (Fig. 19B) e nos diagramas propostos por Abdel-Rahman (1994) (Fig. 19C e D). Albuquerque (1973) observou que altas temperaturas de cristalização tendem a favorecer a acomodação de Ti ao invés de Al^{IV} na estrutura das biotitas e Buddington & Lindsey (1964) sugerem que baixas concentrações de Ti em biotitas correspondem cristalização de biotitas em condições de baixa fO_2 e baixas temperaturas. Sendo assim, as biotitas dos enclaves e hospedeiras do Complexo Timbaúba que possuem baixas concentrações de Ti e altas de Al^{IV} se cristalizaram em condições de baixa temperatura e baixa fO_2 . No diagrama de Nachit (1986), que utiliza $TiO_2 - FeO+MnO - MgO$ (Fig. 19E), as biotitas do Complexo Timbaúba caem no campo das biotitas primárias reequilibradas. Segundo Speer (1984), as biotitas encontradas em rochas plutônicas são freqüentemente afetadas por reequilíbrio pós-magmático o que pode mascarar as reais condições em que estas biotitas se cristalizaram.

Figura 19: A) Composição das biotitas do Complexo Timbaúba. B) Composição das biotitas. C e D) Diagramas Al_2O_3 -FeO e FeO-MgO- Al_2O_3 para as biotitas do Complexo Timbaúba. A=Alcalino, C=Calcio-alcalino, P=Peraluminoso. E) Diagrama TiO_2 - FeO+MnO - MgO, mostrando as características de reequilíbrio pós-magmático das biotitas. Símbolos como na figura 18.



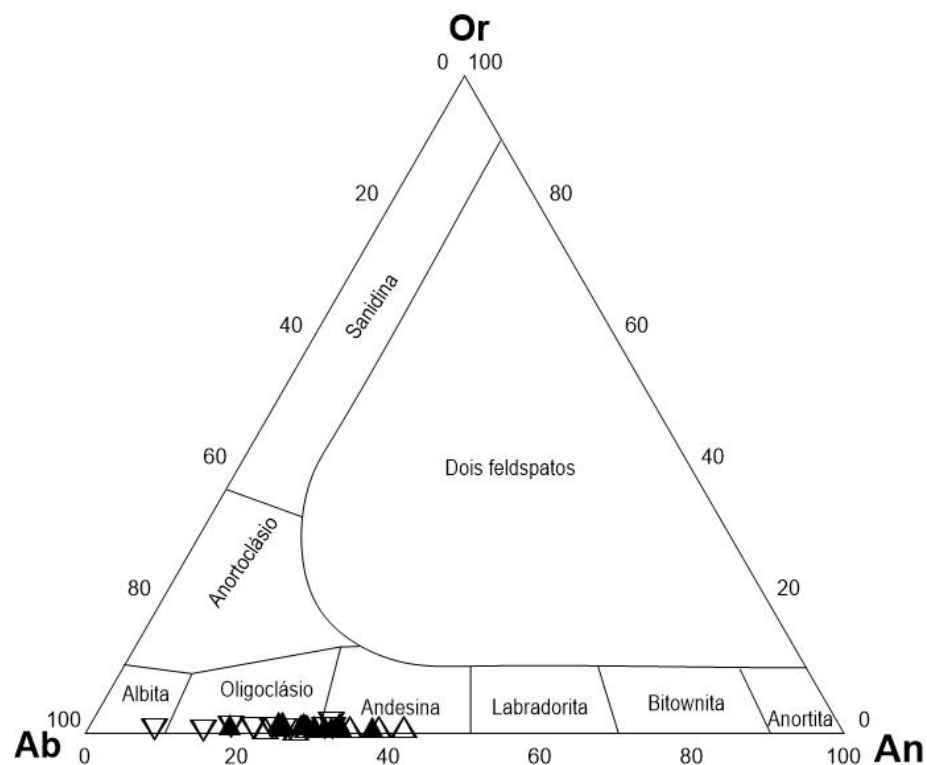
Fonte: A) Deer, Howie e Zussman (1966), B) Nachit et al (1985), C e D) Abdel-Rahman (1994), E) Nachit 1986

4.4. PLAGIOCLÁSIO

Foram analisados 15 grãos de plagioclásio, incluindo núcleos e bordas, totalizando 28 análises.

O plagioclásio é naturalmente o mineral félsico das rochas gabro-dioríticas. Nos enclaves e rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba possuem uma composição similar, com núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas. Possuem composição variando de An₂₅ a An₄₅ (Fig. 20).

Figura 20: Composição dos plagioclásios dos enclaves e hospedeiras do Complexo Timbaúba no diagrama Ab-Or-Na. Símbolos como na figura 18.



4.5. ALLANITA

Allanita é um mineral acessório característico de muitos granitos, granodioritos, monzonitos e sienitos. Em alguns enclaves do Complexo Timbaúba foram observadas allanitas zonadas associadas a epidoto ou não. As analisadas mostraram valores totais de ETR's maiores em seus núcleos em relação as bordas, sugerindo um empobrecimento em ETRs com o fracionamento ou reequilíbrio durante a deformação.

4.6. TITANITA

A titanita é um mineral acessório bastante comum em várias rochas graníticas devido ao seu grande campo de estabilidade (DEER et al., 1976; RIBBE, 1982). Como visto na petrografia, os enclaves e rochas hospedeiras do Complexo Timbaúba possuem dois tipos distintos de ocorrência de titanita. As titanitas dos enclaves ocorrem como cristais anedrais na matriz com aproximadamente 200 μm de comprimento, assim como cristais secundários formando coroas em minerais opacos a partir da ação de fluidos deutéricos ou inclusos em biotita e anfibólio. Enquanto que as titanitas das rochas hospedeiras ocorrem como cristais euedrícos a subédricos podendo chegar até 1.5 mm de comprimento. Seis cristais das rochas hospedeiras foram analisados, eles possuem teores de Al_2O_3 entre 1.03 e 1.60%, TiO_2 em torno de 35%, FeO entre 0.93 e 1.14 % e CaO em torno de 26%, que são valores dentro dos limites observado por Tulloch (1979) e Enami et al. (1993) para titanitas magmáticas, em que as secundárias por exemplo possuem valores de Al_2O_3 acima de 6%. A alta quantidade de ETR nas titanitas, principalmente ETR leves que substituem o Ca e dão uma cor bastante alaranjada quando observada ao microscópio, é outra característica que pode ser usada para distingui-las. As titanitas do Complexo Timbaúba possuem valores totais de ETR leves para os enclaves na ordem de 0.23% enquanto nas rochas hospedeiras estes valores são de 0.8-1.8% e as titanitas secundárias possuem valores muito baixos na ordem de 0.046%.

5. GEOQUÍMICA

5.1. INTRODUÇÃO

As amostras coletadas foram, separadas, e reduzidas a granulação de 200 mesh o pó no moinho de disco do Laboratório de Preparação de Amostras-LAPA-DGEO. As análises foram realizadas no ACME Laboratories – Canadá para elementos maiores e traços por ICP-AES e ICP-MS.

Para a caracterização geoquímica das rochas estudadas do Complexo Timbaúba, foram selecionadas 6 amostras e preparadas como descrito na seção 1.3.4. Foram então selecionadas três amostras dos enclaves, uma das rochas hospedeiras e uma das bordas de reação encontradas em alguns enclaves. Além destes dados, foram realizadas análises em 04 amostras do Pluton Curral de Cima, com idade de cristalização semelhante ($618 \pm 5\text{Ma}$) intrudido na porção leste

da Zona de Cisalhamento Remígio Pocinhos, a qual constitui o segmento leste da Zona de Cisalhamento Patos. Estes resultados são apresentados na tabela 03.

5.2. ELEMENTOS MAIORES

Os Elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) são os elementos formadores das rochas, e se combinam em proporções diversas para formar as rochas máficas e félsicas. A interpretação de suas proporções é de extrema importância na geoquímica para classificar a rocha, determinar a que suíte magmática a rocha pertence, assim como inferir na evolução dos magmas.

Os granitoides hospedeiros dos MME estudados possuem teores de SiO_2 em torno de 64%, diminuindo 62% nas bordas de reação enclave-hospedeira. Teores de ~56% no foram observados nos enclaves mais hibridizados, enquanto teores de até 45% foram definidos nos enclaves mais máficos. Os teores de álcalis total ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) variam de 7.22%, 7% e 3.17-3.7% nas hospedeiras, bordas de reação e enclaves respectivamente. Al_2O_3 não mostra uma grande variação entre enclave e hospedeira, com teores variando de 12.04% a 15.26% para todas as amostras analisadas.

Os teores de CaO variam de 6.64 a 11.66%, com o menor valor representando o enclave mais hibridizado, 4.28 - 4.48% nas bordas de reação e 3.77% nas rochas hospedeiras. Os teores Fe_2O_3 são mais elevados nos enclaves mais máficos (~15%), diminuindo no enclave mais híbrido (~8.5%) e nas bordas de reação e rochas hospedeiras variam de 5.7% e 4.97% respectivamente. Nos enclaves mais máficos os teores de MgO variam de 6.34 a 8.04%, no enclave mais híbrido é 5.87%, nas bordas de reação variam de 2.73 a 2.99% e nas rochas hospedeiras é de ~2.51%.

Uma forma mais clara de visualizar esses dados é utilizando os diagramas de variação (tipo Harker). O principal propósito desse tipo de diagrama é mostrar mais claramente as variações entre as amostras e identificar *trends* entre elas e consequentemente processos geoquímicos. Nos diagramas construídos plotando os valores de SiO_2 versus os demais óxidos é possível traçar alguns trends e inferir alguns processos geoquímicos (Fig. 21).

As Amostras das bordas de reação caem ao longo de linhas que ligam as amostras dos enclaves e hospedeiros para TiO_2 , FeO (Fe_2O_3), MgO , MnO , CaO e P_2O_5 sugerindo fusão de titanita, óxidos de ferro, anfibólio $\pm$ biotita e apatita, nos enclaves.

No contexto de séries magmáticas, as rochas estudadas do Complexo Timbaúba plotadas no diagrama Frost et al. (2001) pertencem a série magnasiana (Fig. 22A) com exceção de um enclave máfico básico pertencente a série ferrosa. No diagrama de índice de Shand com campos de Maniar e Piccolli (1989) são metaluminosas (Fig. 22B). No diagrama $(K_2O + Na_2O) - CaO$ (MALI - Modified Alkalies Lime Index) versus SiO_2 com campos de Frost and Frost (2008) as rochas hospedeiras e auréolas de reação plotam no campo cálcio-alcálico, os enclaves máficos não foram plotados por possuem altos valores de CaO resultando em índices MALI negativos. (Fig. 22C). No diagrama $K_2O \times SiO_2$ com campos de Peccerillo and Taylor (1976), os enclaves máficos básicos plotam no limite entre as séries cálcio-alcálica e calcio-alcálica de alto K, o enclave máfico híbrido plotado na série shoshonítica enquanto as rochas hospedeiras e borda de reação plotam no campo da série calcio-alcálica de alto K. No diagrama AFM (Fig. 22E) as rochas hospedeiras, bordas de reação e o enclave híbrido plotam no campo da série cálcio-alcálica, enquanto que os enclaves máficos básicos plotam na série toleítica.

Figura 21: Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os enclaves, bordas de reação e hospedeiras do Complexo Timbaúba. Símbolos como na figura 18.

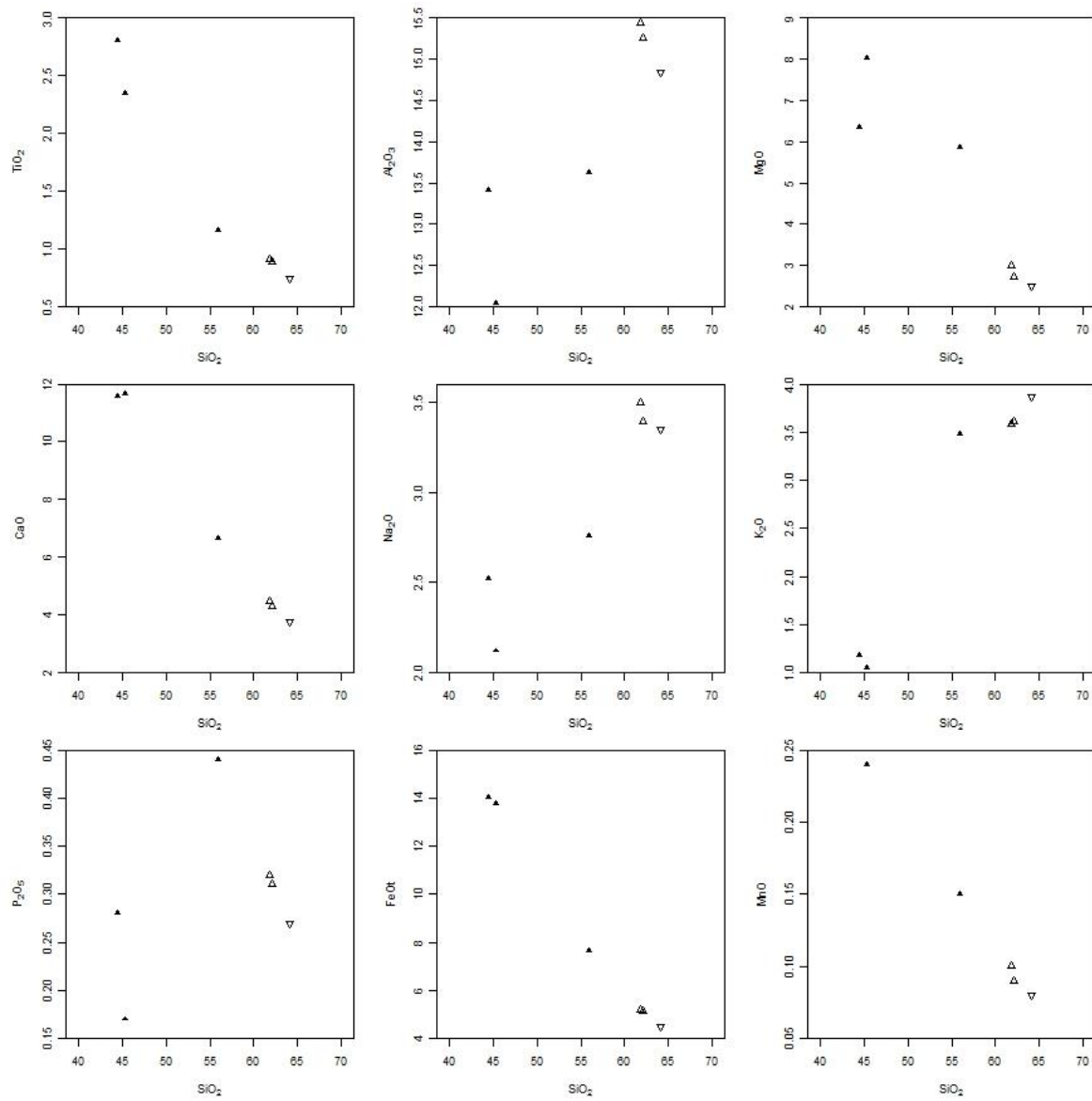
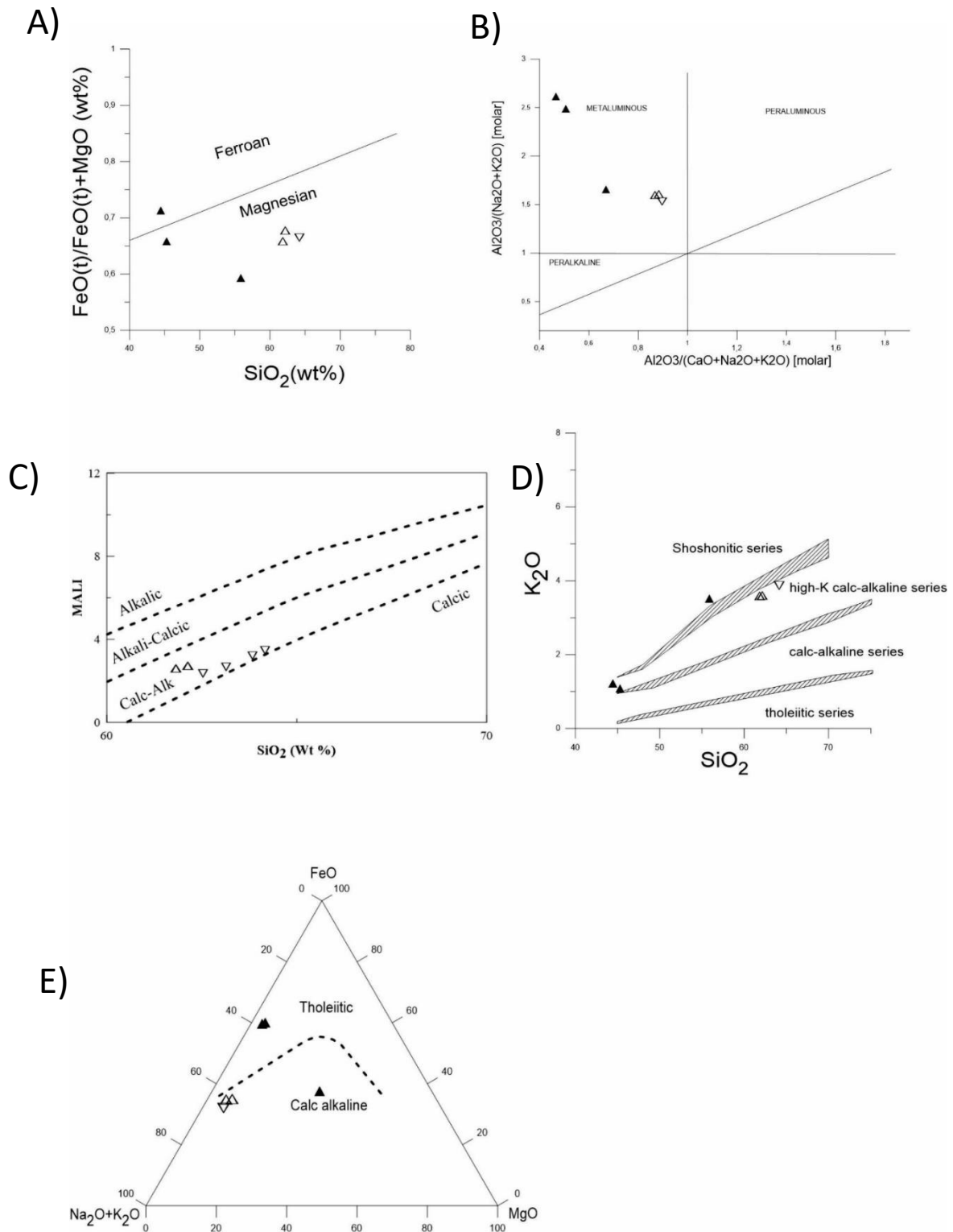


Figura 22: A) Diagrama com os campos das séries ferrosa e magnésiana. B) Índice de Shand. C) Diagrama MALI vs SiO_2 . D) Diagrama K_2O x SiO_2 . E) Diagrama AFM com campos Tholeítico e Calcio-alcálico. Símbolos como na figura 18.



Fonte: A) Frost et al (2001), B) Maniar e Piccolli (1989). C) Frost and Frost (2008)). D) Peccerillo and Taylor (1976), E) Irvine and Baragar (1971)

5.3. ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS

Os elementos terras raras (ETR) são amplamente utilizados em estudos petrogenéticos devido ao seu comportamento uniforme durante os processos magmáticos, que se aproxima daquele da rocha fonte, e da composição de fases minerais que participam de processos de fracionamento (TAYLOR, 1965; SIAL, 1984a). São separados em ETR leves (ETRL) que possuem um menor raio iônico (La-Sm), e ETR pesados (ETRP) que possuem um maior raio iônico (Gd-Lu). Os ETR são todos trivalentes positivos com exceção do Eu e Yb que podem ser bivalentes em condições extremamente redutoras, e o Ce e Tb podem ser tetravalentes positivos em condições extremamente oxidantes. Alguns ETR podem apresentar mudanças de valência devido as condições de temperatura e composição do magma. Podemos utilizar como exemplo a razão $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ a qual é diretamente proporcional ao aumento de temperatura no magma. Em condições redutoras, o Eu ocorre como Eu^{2+} , podendo substituir o Sr e o Ca na rede cristalina dos plagioclásios. Este fenômeno é responsável pela presença de anomalias marcantes de Eu em padrões de ETR de rochas resultantes de magmas evoluídos através do fracionamento de plagioclásio.

O uso de ETR em petrologia é condicionado a uma normalização a um padrão conhecido, de forma a minimizar o efeito Oddo-Harkins produzido pela diferença natural existente entre a maior abundância dos elementos de números atômicos pares em relação aos ímpares. Esta normalização pode ser em relação a valores de condritos, manto primitivo, crosta primitiva, etc. presentes na literatura e então comparados o quanto os valores das rochas estudadas estão enriquecidos e/ou empobrecidos em relação ao padrão, e consequentemente inferir processos petrogenéticos dele e comparando-os com outros diagramas presentes na literatura.

Outra forma de se utilizar os ETR é estimando os minerais que estiveram envolvidos durante processos de fracionamento magmáticos. Os ETR aparecem nesses minerais ocupando defeitos na rede cristalina, substituindo elementos, ou aprisionados pela formação rápida dos minerais. Sendo assim, os ETR ocorrem nas rochas félsicas concentrados em minerais acessórios, e nas rochas máficas em minerais essenciais, e esta concentração é condicionada pelo coeficiente de distribuição mineral-elemento (K_d) que varia de mineral para mineral. Minerais como apatita, titanita, monazita e allanita apresentam $K_d > 1$ para ETRL e empobrecem o líquido residual em ETRL, consequentemente a precipitação desses minerais durante a cristalização enriquece a rocha em ETRL. Fracionamento de granada, zircão, piroxênio e hornblenda empobrecem o

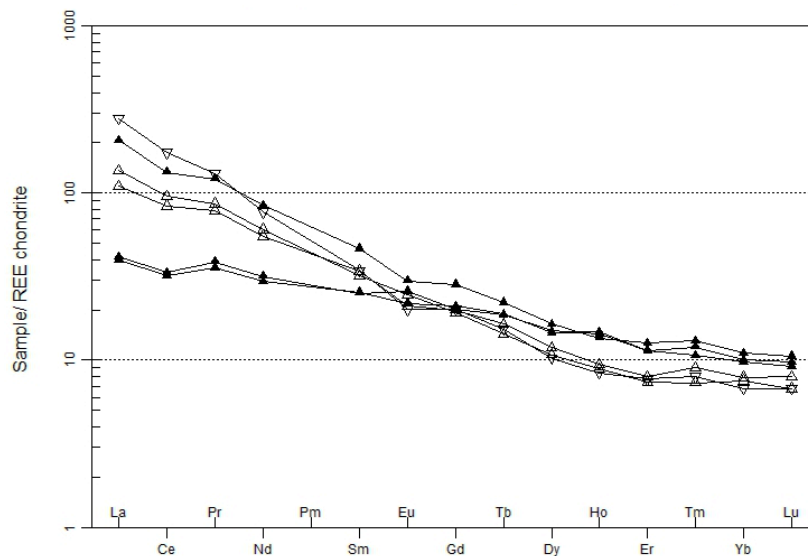
líquido em ETRP. Anomalia positiva de Eu pode ser resultante de fracionamento de hornblenda e apatita, e, cumulos de feldspatos, enquanto que a anomalia negativa pode ser causada pelo fracionamento de feldspatos.

Uma outra relação importante que se pode extrair de uma análise dos ETR é avaliar se as rochas estudadas apresentam uma afinidade com alguma das séries magmáticas consagradas na literatura (toleítica, cálcio-alcálica, alcalina) que possuem padrões característicos de distribuição de ETR.

Nas rochas estudadas, os ETR foram normalizados em relação aos valores do condrito de Nakamura (1974) (Fig. 23). Os teores de ETR mais elevados foram observados para as rochas hospedeiras (329 ppm) e enclave máfico intermediário (283 ppm), valores intermediários para as bordas de reação (175-198 ppm) e valores menores nos enclaves máficos mais básicos (88-92 ppm). Os padrões de ETR são mais fracionados para as amostras de borda de reação e hospedeira, com razões $(\text{Ce/Yb})_N = 10.65-25.79$ e bem menos fracionados para os enclaves básicos com razões $(\text{Ce/Yb})_N = 3.3$ e 12.15 para o enclave mais híbrido. As Razões La_N/Sm_N e Gd_N/Yb_N mostram um fracionamento heterogêneo dos ETR's para as rochas hospedeiras (8.15 e 2.98) e um fracionamento mais homogêneo para os enclaves máficos (1.56 e 2.16) e mais heterogêneo para o enclave híbrido (4.44 e 2.58). Não possuem significativas anomalias negativas de Eu, com valores $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76-1.14$.

A ausência de anomalias significativas de Eu reforça a interpretação de que plagioclásio não foi uma fase fracionada durante a evolução magmática, principalmente para os enclaves máficos básicos. Estas baixas anomalias negativas de Eu também pode ser interpretada como sendo resultantes de cristalização de plagioclásio em ambientes em que a fugacidade de oxigênio era média a alta, não permitindo a entrada de Eu na estrutura dos feldspatos. O forte enriquecimento de ETRL é um reflexo de fases como titanita, apatita e allanita observadas em petrografia nas rochas hospedeiras, bordas de reação e enclave híbrido (intermediário). Aos padrões ETR das rochas hospedeiras e dos enclaves máficos básicos mostram que estas rochas não são cogenéticas, como já observado nos diagramas tipo Harker. Também é possível observar a influência das rochas hospedeiras nos teores de ETRL nos enclaves híbridos e bordas de reação.

Figura 23: Padrões ETR normalizados em relação aos valores do condrito de Nakamura (1974) para as rochas estudadas do Complexo Timbaúba.



Fonte: o autor.

O uso dos diagramas multielementares ou *spidergrams* foi desenvolvida a partir da utilização dos teores dos elementos traços (Ba, Rb, Th, K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb) contidos em uma amostra comparados com um padrão de referência (manto primordial, condrito ou MORB). São bastante úteis para descrever a química de rochas ígneas proporcionando através de seus picos, depressões, paralelismo e/ou inclinação das curvas formadas, uma maior clareza para as informações petrogenéticas além de compará-las com informações já presentes na literatura.

Para as rochas estudadas do Complexo Timbaúba, foram construídos *spidergrams*. Inicialmente normalizados para os valores do condrito sugeridos por Thompson (1982) (Fig. 19). Os enclaves máficos do Complexo Timbaúba e do Pluton Curral de Cima foram também normalizados para os valores de EMORB (SUN & MCDONOUGH, 1989), em uma tentativa de mostrar possíveis diferenças e semelhanças com o MORB.

As amostras analisadas correspondendo as bordas de reação mostram padrões *spidergrams* normalizadas em relação aos valores sugeridos por Thompson (1982), caracterizados por profundas depressões em Nb e Ta, pequenas anomalias em P e Ba e depressões um pouco mais pronunciadas em Ti e Th. Os padrões dos granitos hospedeiros são semelhantes, se diferenciando apenas por apresentarem teores mais elevados de ETRL (La, Ce) e Th e, ausência de anomalias negativas de Sr. Os enclaves máficos mostram padrões menos

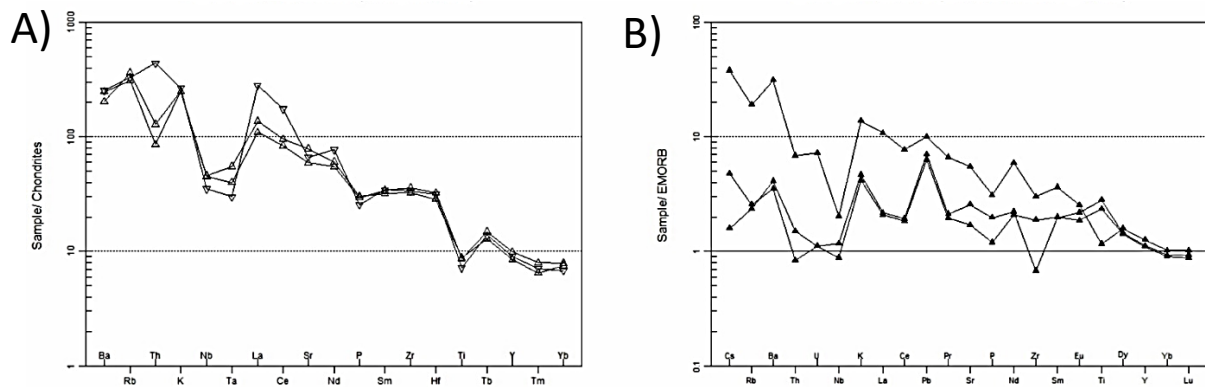
fracionados, com depressões em Th, depressões menores em Nb e Ta mostram pequenas depressões ou ausência das mesmas em P, Ti, Sr e Hf. Estes padrões são semelhantes aos padrões descritos por Thompson et al. (1983) em intrusões básicas relacionadas a subducção e associadas a rochas de composição variando de tonalito a granito. Thompson et al (1984) sugerem que magmas com estas assinaturas geoquímicas, representam as raízes dos batólitos em crosta profunda.

Os padrões normalizados em relação aos valores do EMORB (Fig. 24) mostram que os padrões dos enclaves máficos mostram semelhanças com o EMORB, porem, com concentrações mais elevadas em LILE. Uma maior concentração de LILE em relação aos HFSE é interpretada como um reflexo da contaminação crustal durante a evolução dos magmas, característica marcante em granitoides cálcio-alcálinos (THOMPSON et al., 1984; FOWLER et al., 2008). Um exemplo claro desta contaminação nos enclaves máficos, é uma maior concentração de quase todos os elementos no enclave mais hibridizado e nas bordas de reação, resultantes da interação com os granitoides hospedeiros.

Os padrões dos enclaves mais máficos normalizados em relação aos valores do MORB, são caracterizados por pequenas depressões em Th, U, Nb e P, depressão mais acentuada ou não em Zr e picos em Ba, K, Pb e Ti em menor escala. O enclave mais híbrido possui depressões em Th, U, Ti, P e mais expressivamente em Nb, e picos pouco expressivos em Ba, Pb, Nd e Ti.

A presença de expressivas depressões de Nb e Ta tem sido interpretada na literatura como evidência de magmas associados a ambientes de subducção (WILSON, 1989).

Figura 24: Padrão Spidergram para as rochas estudadas normalizadas para os valores sugeridos por Thompson (1982) e Sun e McDonough (1989). A) Hospedeiras e bordas de reação e B) Enclaves máficos.

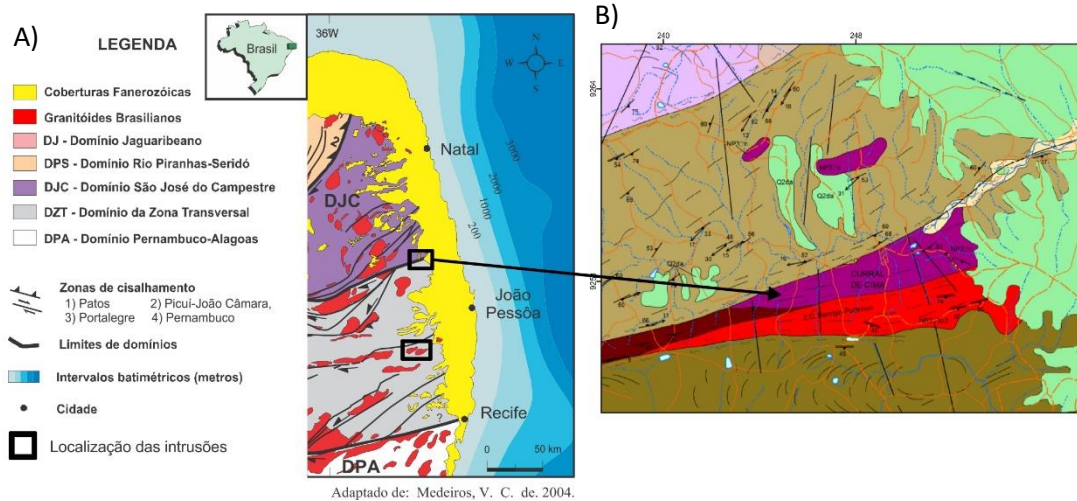


Fonte: o autor.

5.3.1. Comparação com os enclaves do pluton curral de cima

O Pluton Curral de Cima (FERREIRA et al., 2011), é um stock alongado a NE-SW, localizado a 156 km a norte da área estudada, intrude metassedimentos do Complexo Sertânia adjacentes a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (Fig.25). O Pluton é composto por quartzo-dioritos a tonalitos leucocráticos e possui enclaves máficos e idade U-Pb SHRIMP em zircão de 618.3 ± 4.9 Ma semelhantes aos encontrados no Complexo Tímbauba.

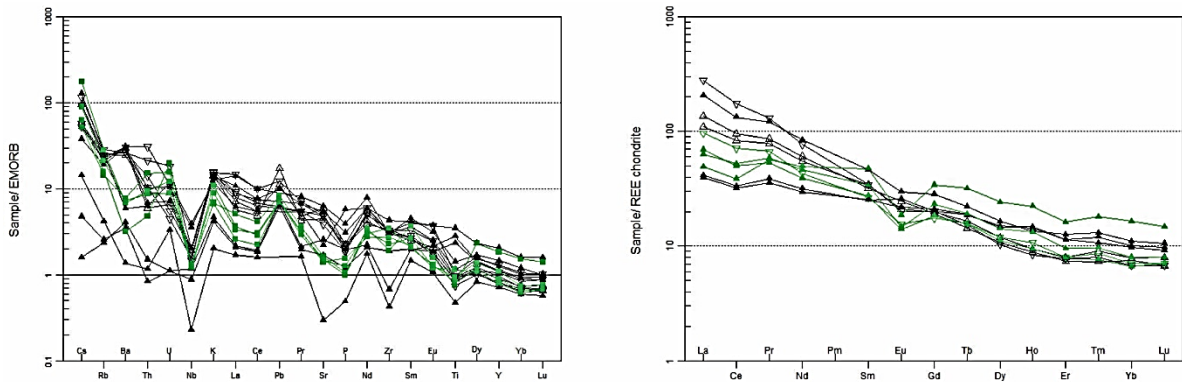
Figura 25: (A) Localização dos plutons Curral de Cima e Timbaúba na PB. (B) Mapa geológico do pluton Curral de Cima.



Fonte: A) modificado de Medeiros (2004), B) Folha Guarabira - UFPE/CPRM

Quatro amostras foram recolhidas para análise sendo uma rocha hospedeira e três enclaves híbridos. Os padrões de elementos traços (normalizados para o EMORB) e ETR's mostram que essas rochas se assemelham as encontradas no Complexo Timbaúba. Os padrões mostram valores intermediários entre as rochas hospedeiras e enclaves mais máficos do Complexo Timbaúba, com uma anomalia negativa de Eu mais expressiva (Fig. 26).

Figura 26: Padrões spidermgrams e ETR normalizados em relação aos valores sugeridos por Thompson (1982) e Sun e McDonough (1989), e do condrito de Nakamura (1974) respectivamente para as rochas estudadas do Complexo Timbaúba e Pluton Curral de Cima. Símbolos semelhantes aos da figura 18. Símbolos verdes – Pluton Curral de Cima.



Fonte: o autor.

5.4. AMBIENTAÇÃO TECTÔNICA E FONTE DOS MAGMAS

Vários trabalhos presentes na literatura utilizam dados de elementos maiores e traços, assim como dados isotópicos, para inferir um possível ambiente tectônico de formação de rochas ígneas bem como a provável fonte dessas rochas, derivadas da crosta ou do manto.

Em diagramas propostos por Pearce et al (1984) e (1996) (Fig. 27A e B) as rochas estudadas caem no campo dos VAG+syn-COLG e VAG (POG) respectivamente, ou seja, granitos orogênicos a pós-orogênicos. No diagrama ternário de Harris *et al.*, 1986 (Ta - Rb - Hf) (Fig. 27C) as amostras de hospedeiras, bordas de reação e enclave híbrido plotam no campo das rochas de Arco Vulcânico (VA), e os enclaves máficos básicos no campo de rochas Intra-Placa (WP). No diagrama proposto por Thiéblemont & Cabanis (1990) (Fig. 27D) as rochas hospedeiras, bordas de reação e enclave híbrido plotam no campo das rochas pós-colisionais/sin-subducção s enquanto os enclaves máficos básicos no campo das rochas anorogênicas.

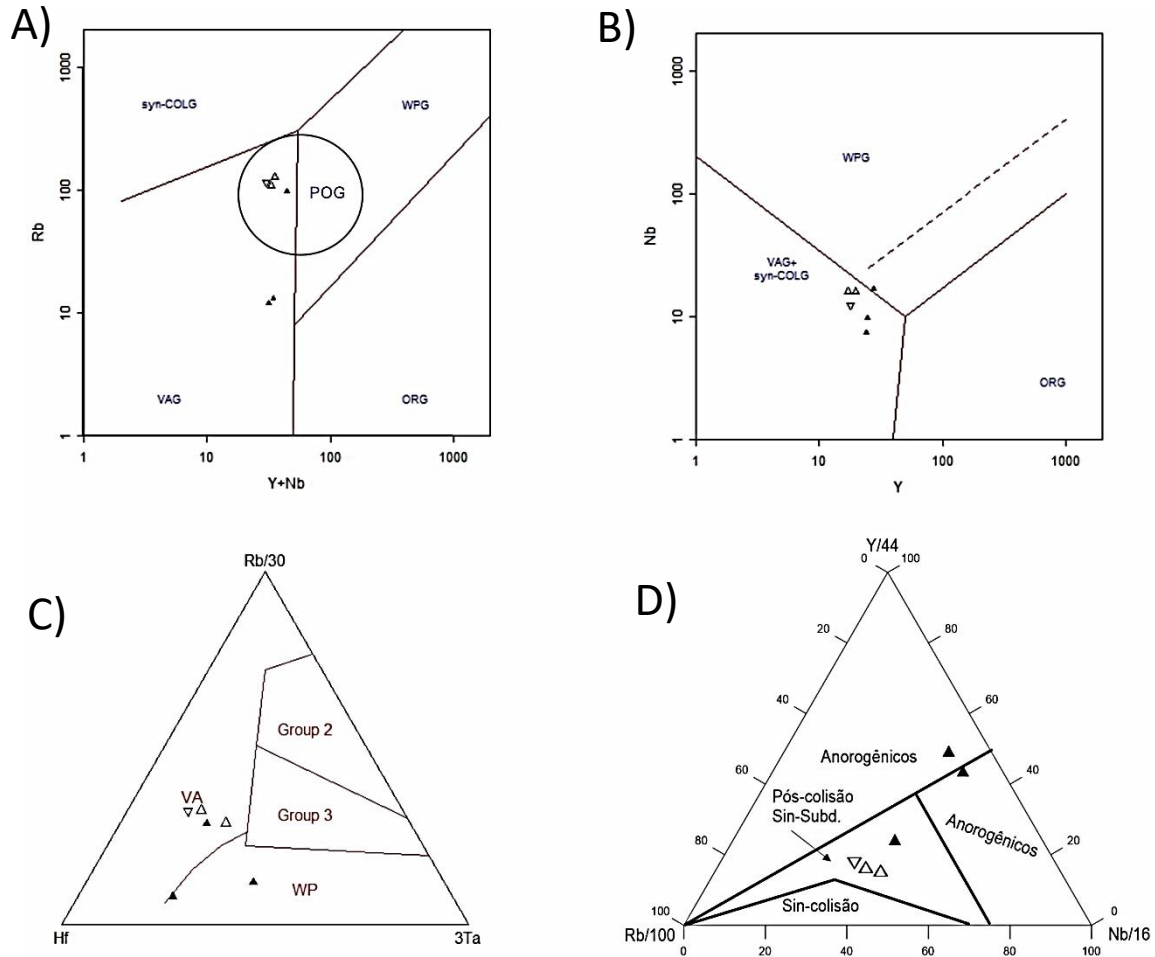
Nestes diagramas, os campos dos granitos colisionais foram definidos com base nos granitos peraluminosos de cadeias orogênicas como os Himalaias e os Hercinianos (com fonte tipo S e forte interação com fluidos ricos em K e Rb). Suites derivadas de fontes crustais mais primitivas (tipo I de CHAPPELL & WHITE, 1974), no mesmo contexto tectônico, tenderiam a deslocar para o campo de arco magmático, como ocorre com os granitos tardi-colisionais (tipo I Caledoniano). Por outro lado, o modelamento feito por Pearce et al (1984) para o campo dos

granitos de arco magmático envolve essencialmente uma fonte mantélica metassomatizada. Thiéblemont & Cabanis (1990) também propõem um modelamento com fonte mantélica, mesclada com componentes crustais. Desta forma, suítes granitoides com fontes crustais tendem a sofrer deslocamento para os campos sin-colisional ou intraplaca.

Porém, como pontuado por Guimarães et al. (2011), caso o Complexo Timbaúba tivesse sido gerado em um ambiente de arco vulcânico devido ao fechamento de um pequeno oceano, a crosta oceânica completamente subductada geraria um magmatismo mantélico metassomatizado mais jovem. Entretanto são observadas rochas dioríticas na região com idades modelo Nd (T_{DM}) Paleoproterozoicas tornando difícil a relação do complexo a ambientes de arco vulcânico. Guimarães et al. (2011) conclui que o Complexo Timbaúba se formou durante a convergência Brasileira/Pan-Africana, em um ambiente de deformação contracional intracontinental.

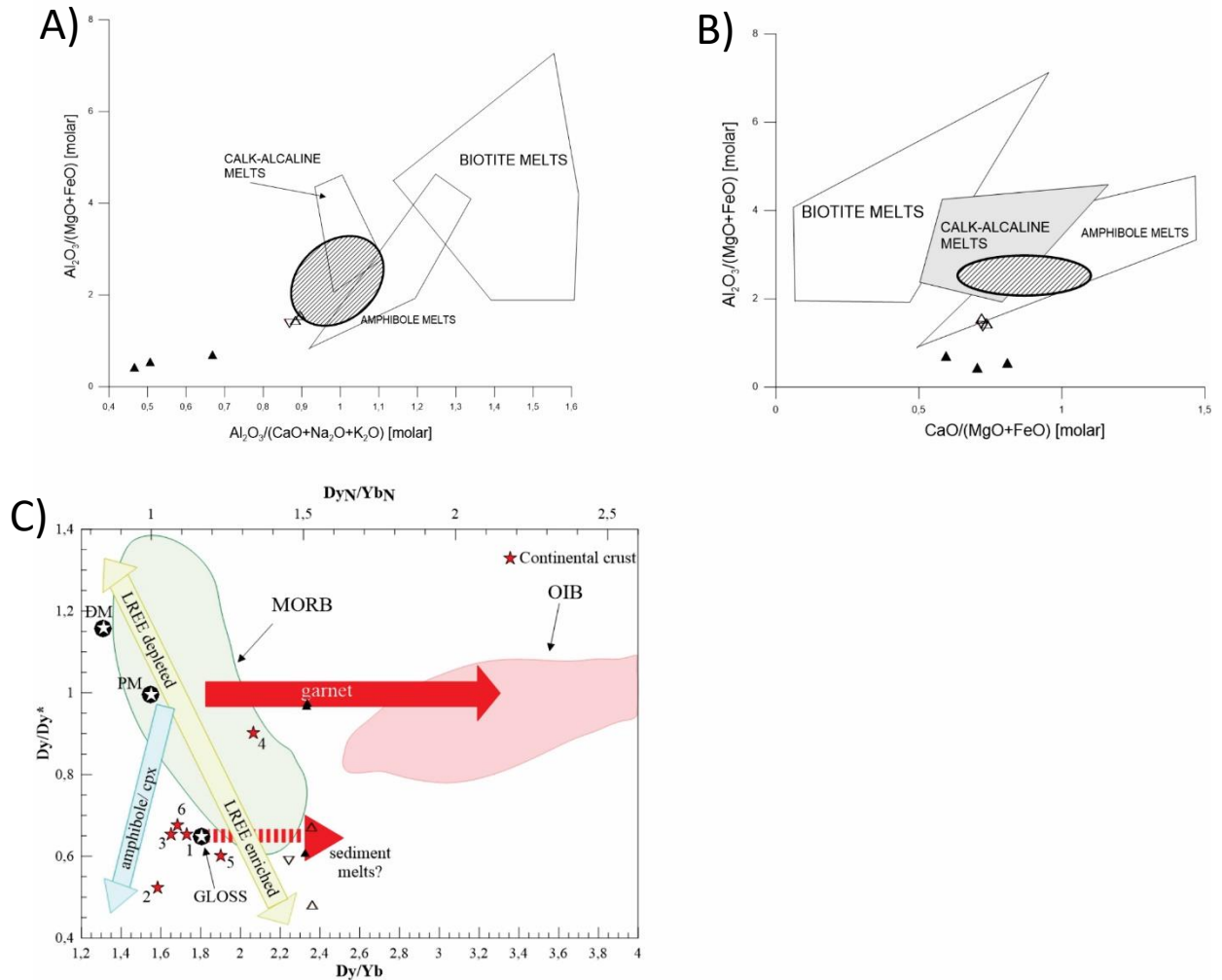
Guimarães et al. (2011) propõe que a provável fonte das rochas do Complexo Timbaúba seria uma fonte híbrida composta basaltos toleíticos de alto-Al (médio-K) e biotita gnaisses a partir dos estudos experimentais de Patiño Douce (1995) em pressões < 1.0 GPa (Fig. 28A e B). A provável fonte crustal seriam metagrauvacas do Complexo Surubim e São Caetano, que representam uma mistura de metagrauvacas, crosta Paleoproterozoica enriquecida, rochas metavulcânicas e ortognaisses de idade Toniana (GUIMARÃES et al., 2010; NEVES et al., 2006), enquanto os dados isotópicos de Sr e Nd também destacam alguma contribuição mantélica. Esta contribuição mantélica esta provavelmente relacionada a presença dos enclaves máficos. No diagrama Dy/Dy^* vs Dy/Yb de Davidson et al. (2012) (Fig. 28C) é possível confirmar a característica mantélica dos enclaves máficos básicos, em que o magma fonte dos enclaves teria evoluído a partir de um MORB, no caso um EMORB (granada lherzolito) em que granada provavelmente ficou retido na fonte, resultando nos baixos valores de ETRL (observados por Guimarães et al., 2011), spidergrams horizontais quando normalizados para o EMORB, e não relacionados a nenhum tipo de melts nos diagramas de Patiño Douce (1995).

Figura 27: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de: A e B) WPG = intra-placas; Syn-COLG - sin colisionais; VAG = arco vulcanico; POG = Pos Orogênicos e ORG- Cadeias Oceânica. Simbolos como na figura 18.



Fonte: A) Pearce et al (1996), B) Pearce (1984), C) Harris et al. (1986). D) Thiéblemont & Cabanis (1990)

Figura 28: A) e B) Diagramas de composição dos melts onde as elipses rachuradas representam as amostras estudadas por Guimarães et al. (2011). C) Diagrama de composição dos MORBS's e OIB's em função dos valores calculados Dy/Dy^* vs Dy/Yb . Simbolos como na figura 18.



Fonte: A e B) Patiño Douce (1995), C) Davidson et al. (2013)

6. CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Nesta seção serão apresentados os dados obtidos a partir de geobarômetros, geotermômetros e tampões que tem como função estabelecer, respectivamente, pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio, atuantes nos magmas, durante a qual duas fases minerais atingiram o equilíbrio químico. Para rochas granitóides, essas ferramentas permitem a obtenção de parâmetros físicos que dão suporte as interpretações de condições de cristalização.

Os valores de temperatura foram obtidos a partir dos cálculos do geotermômetro de Holland & Blundy (1994) que redefiniram os cálculos de Blundy & Holland (1990), e são mais aconselháveis segundo Anderson (1996). Estes cálculos baseiam-se nos teores Al^{IV} contidos nos anfibólios coexistentes com plagioclásios, em rochas saturadas em sílica através das reações (1) edenita + 4 quartzo $\Leftrightarrow$ tremolita + albita e (2) edenita + albita $\Leftrightarrow$ richterita + anortita. Nas rochas estudadas, os enclaves máficos possuem temperaturas calculadas entre 650°C e 823°C, e as rochas hospedeiras entre 694°C e 758°C.

Com relação as pressões de cristalização, a calibração de Schmidt (1992) foi determinada para uma faixa de temperatura de 655 a 700°C e pressões entre 2,5 e 13 kbar, em tonalitos compostos por uma assembleia de plagioclásio + quartzo + ortoclásio + titanita + óxido de Fe e Ti + hornblenda, com Si variando de 5,9 a 7,5 pfu, expressa através da equação $P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = 4,76 Al^{T}_{hbd} - 3,01$, que correlaciona o conteúdo de Al^T na hornblenda e a pressão. Anderson & Smith (1995) questionam a aplicação da equação de Schmidt (1992) no cálculo das pressões para rochas que apresentam temperaturas de cristalização mais elevadas onde pode haver acréscimo de Al^{IV} na hornblenda independente da pressão, ou sob condições de baixa fO_2 , podendo os valores de pressão sofrerem um aumento de até 2 kbar para uma variação de temperatura de 100°C, dependendo do conteúdo de Al total. Esses autores propuseram um valor de correção de temperatura a ser aplicado a equação de Schmidt, **$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = 4,76 Al^{T}_{hbd} - 3,01 - \{[T(^{\circ}C) - 675]/85 \times \{[0,530 Al^T] + 0,00529 \times T(^{\circ}C) - 675\}$** .

De acordo com a expressão de Anderson & Smith os enclaves máficos estudados possuem uma pressão de cristalização variando de 3,4 a 3,8 Kbar e as rochas hospedeiras possuem valores variando de 5,2 a 6,2 Kbar. As bordas de reação possuem valores intermediários variando de 4,0 a 5,1 Kbar.

A fugacidade de oxigênio (fO_2) é um parâmetro dependente da pressão e temperatura e exerce controle importante na cristalização e na composição química dos minerais máficos em rochas magmáticas. Considerando que a fugacidade de oxigênio de um magma está relacionada a sua fonte, Wones (1989) afirma que a ocorrência de titanita e magnetita idiomórficas, nos estágios iniciais de cristalização de rochas silicosas, indicam que o magma foi relativamente oxidado e que, quanto mais magnesiano for o anfibólio ou o piroxênio presente na rocha, mais ela será oxidada. Nas rochas, a presença da associação titanita + magnetita + quartzo indica que o magma progenitor dessas rochas estaria relativamente oxidado. Este autor propõe a equação de equilíbrio hedenbergita + ilmenita + oxigênio $\Leftrightarrow$ titanita + magnetita + quartzo para

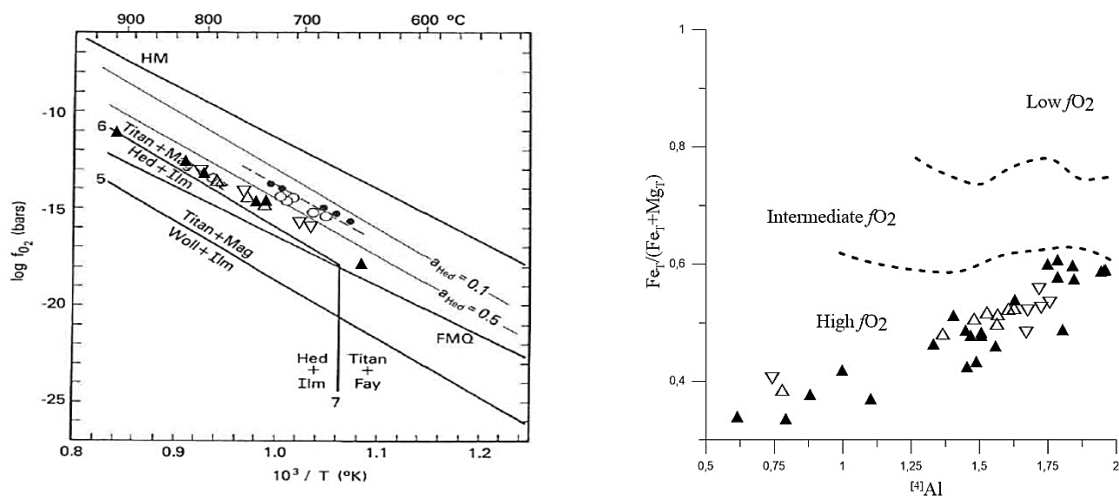
distinguir o grau de oxidação em rochas graníticas. Com base nesta reação é proposta a equação abaixo, com T em °K e P em bars:

$$\ln f_{O_2} = -30930/T + 14,98 + 0,142(P-1)/T$$

A aplicação da equação de Wones nas rochas estudadas forneceu valores de f_{O_2} nos enclaves máficos entre $10^{-12,7}$ e 10^{-18} , e $10^{-13,2}$ a $10^{-16,1}$ para as rochas hospedeiras. A figura 28A mostra que as rochas estudadas se cristalizaram sob o tampão titanita + magnetita + quartzo acima do tampão FMQ, com fugacidade de oxigênio relativamente alta.

No diagrama de Anderson & Smith (1995), com as possíveis condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização de rochas, os valores de Fe# vs. Al^{IV} nos anfibólios das rochas estudadas plotam todos no campo de alta fugacidade de oxigênio (Fig. 28B) corroborando os valores obtidos com as equações de Wones.

Figura 29: A) Diagrama de log da fugacidade de oxigênio vs. temperatura, mostrando o campo de estabilidade de algumas assembleias minerais: FMQ, titanita-magnetita-quartzo, titanita-magnetita, hedenbergita-ilmenita, wollastonita-ilmenita, titanita-faialita, magnetita e hematita. B) Diagrama de Fe# vs. Al^{IV} em anfibólios com as possíveis f_{O_2} em que se cristalizaram as rochas estudadas. Símbolos como na figura 18.



Fonte: A) Wones (1989), B) Anderson & Smith (1995),

A viscosidade está relacionada a estrutura interna do magma que por sua vez é função de sua composição, da pressão e temperatura. Magmas cálficos apresentam menor viscosidade que os magmas félsicos, por serem menos polimerizados. A água possui um efeito despolimerizador, causando reduções de viscosidade proporcionalmente maiores nos magmas félsicos. Por outro lado, aumento de pressão conduz a diminuição de viscosidade sob condições isotérmicas. Os valores de viscosidade obtidos a partir dos cálculos desenvolvidos por Giordano

et al. (2008), para temperaturas de cristalização de 700°C, foram de $10^{8,4}$ Pa*s para as rochas hospedeiras, $10^{7,3}$ Pa*s para o enclave híbrido e $10^{6,3}$ Pa*s para os enclaves máficos básicos. Fica evidente a partir destes dados que as rochas hospedeiras possuem um valor de viscosidade com duas ordens de grandeza maior que os MME's. Esta é uma característica esperada em sistemas onde ocorrem mingling e mixing entre magmas máficos e félsicos.

7. DISCUSSÕES

Na tentativa de compreender os processos que formaram os enclaves microgranulares máficos presentes no Complexo Timbaúba, foram coletados dados de campo e a partir das amostras coletadas foram desenvolvidas análises petrográficas, litogeoquímicas e química mineral destes enclaves assim como das rochas hospedeiras dos mesmos.

A partir dos dados coletados em campo e observados em petrografia, foram identificados dois tipos de enclaves microgranulares máficos, enclaves híbridos e máficos propriamente ditos. Esta diferença fica evidente quando se analisa os dados litogeoquímicos. As observações petrográficas e dados de química mineral evidenciam uma relação mineralógica próxima entre os pares enclaves-hospedeiras no que diz respeito aos minerais presentes nessas rochas e suas composições (com excessão do K-feldspato, que, por vezes, é completamente ausente nos enclaves). A única diferença mineralógica clara entre estas rochas é na proporção e granulação desses minerais. Esta característica é observada por vários autores (e.g. PABST, 1928; DIDIER, 1973; DEBON, 1975; ORSINI, 1979; VERNON, 1984; BARBARIN, 1986; ZORPI, 1988; BARBARIN et al., 1989; etc.). Tal similaridade composicional é uma impressionante característica que apoia firmemente uma cristalização sincrônica desses minerais sob condições físicas similares para os pares enclave-hospedeira (e.g. DEBON, 1975; ORSINI, 1979; ZORPI et al., 1989; BARBARIN, 1990a). De tal maneira, assumindo que os enclaves representam glóbulos de magmas máficos misturados com o magma félsico hospedeiro, é bem provável que estes enclaves se cristalizaram sob um alto grau de resfriamento em relação as suas rochas hospedeiras. A granulação mais fina observada nesses enclaves em relação as suas rochas hospedeiras, suportam este ponto de vista (e.g. ZECK, 1970; DEBON, 1975; VERNON, 1984).

Os dados litogeoquímicos mostram composições de elementos maiores e traços distintos entre as rochas hospedeiras, enclaves híbridos e enclaves mais máficos, indicando que estas

rochas possuam fontes distintas. Contudo, algumas correlações existem entre os enclaves e suas rochas hospedeiras (composição similar dos minerais máficos em condições de cristalização semelhantes) sugerem uma interação, evolução paralela, e equilíbrio parcial entre os mesmos. Uma outra forma de evidenciar estes processos de interação, seria através de análises isotópicas que infelizmente não foi possível para este trabalho.

Barbarin (1991) pontua cinco prováveis origens para os enclaves microgranulares a partir de estudos prévios: (1) Restitos formados a partir de resíduos refratários de processos anatéticos; (2) Xenólitos retrabalhados por ação química e mecânica do magma circundante que parcialmente os digere e recristaliza; (3) Fragmentos máficos precoces das margens do próprio pluton; (4) segregados máficos formados pela cristalização de fases precoces; (5) Pillows de magmas máficos derivados do manto que sofreram processos de *mingling* ou *mixing* parciais com os magmas félsicos crustais. Barbarin (1991), estudando os enclaves do Batólito de Sierra Nevada (SNB), propõe que o modelo 5 é o mais indicado para explicar a origem destes enclaves. Neste modelo, a injeção de magmas derivados do manto em magmas félsicos crustais resultam em processos de *mingling* e *mixing* desses dois magmas coevos. O contraste de temperaturas explica as margens resfriadas e as texturas finas típicas destes enclaves. Além disso, a ascensão de um magma máfico do manto superior também proporcionaria o calor necessário para fundir os materiais da crosta (e.g. DIDIER & LAMEYRE, 1969; HUPPERT and SPARKS, 1988), desencadeando os eventos magmáticos assim como misturar os magmas contrastantes. A forte correlação química, variação paralela e similaridades nas composições dos minerais pode ser explicada processos de difusão e percolação (LESHER, 1990). Interdifusão é o processo pelo qual elementos migram do magma mais félsicos para o mais máfico e no sentido oposto também (DEBON, 1991). Então, de modo geral, K, Si, Na, por exemplo migram do componente mais félsico para o mais máfico, enquanto Ca, Fe, Mg, Ti e Al, por exemplo migram no sentido oposto. Dessa forma é possível explicar, por exemplo, os enriquecimentos de K, Fe e Mg nos enclaves híbridos e auréolas de reação, onde há uma maior quantidade de biotitas formadas a partir dessa difusão em combinação com uma transferência de água por percolação de fluidos. Maiores valores de SiO₂ nos enclaves híbridos e auréolas de reação também são observados. Esta difusão de elementos influi diretamente diagramas que envolvem K (K₂O) principalmente, mascarando alguns resultados.

O grau de equilíbrio químico depende do contraste químico entre os pares, mas é inversamente proporcional ao tamanho dos enclaves: pequenos enclaves resfriados inibem este

equilíbrio devido aos contrastes reológicos, enquanto enclaves maiores demandam um maior tempo para se resfriarem e podem se equilibrar completamente (e.g. BARBARIN, 1988; PIN et al., 1990; DORAIS et al., 1990). O processo de equilíbrio isotópico é também indicado por diques sinplutônicos em que todos os intermediários entre rochas com assinaturas mantélicas e rochas completamente equilibradas ocorrem. O último ponto favorecendo o modelo 5 é a grande similaridade em composições de elementos maiores dos enclaves microgranulares máficos com basaltos e andesitos cálcio-alcálicos com alto-Al e alto-K (e.g. REID et al., 1983; DORAIS et al., 1990), e as composições isotópicas das rochas do SNB incluindo seus enclaves microgranulares máficos e granitóides hospedeiros, que possuem componentes crustais e mantélicos relacionados a sua formação. Dados isotópicos de Sr, Nd e O dos granitoides e enclaves microgranulares máficos excluem uma fonte crustal exclusiva e são características de uma mistura de materiais crustais e mantélicos (KISTLER & PETERMAN, 1973; DEPAOLO, 1981; HILL et al., 1986; KISTLER et al., 1986).

Os dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos apresentados, aliados a dados presentes na literatura favorecem a origem dos enclaves estudados relacionados ao modelo 5 – magma mantélico injetado na crosta.

Levando em conta as considerações do modelo 5, Barbarin (1991) sumariza um modelo de evolução proposto por Barbarin (1989a) onde que leva em conta as propriedades físicas relativas entre os magmas contemporâneos em um sistema plutônico em evolução, a fração em massa dos dois magmas, os tipos de processos de hibridização ou fracionamento, suas ocorrências, sucessões, ou sequências, e os vários tipos de rochas produzidos:

- (1) Em profundidade, magma máfico, supostamente do manto superior, é injetado na crosta inferior e induz a fusão da mesma. Através da mistura em um sistema convectivo entre o magma máfico quente derivado do manto e o recente magma félsico crustal mais frio produz um magma híbrido homogêneo. Fracionamento deste último provavelmente se inicia em profundidade, e assim que os minerais iniciam a cristalização, eles podem segregar ou acumular.
- (2) O sistema é então aberto e os magmas iniciam a ascensão. Os cumulos precoces e razoavelmente raros podem se desfazer durante essa transferência e formar os enclaves cumuláticos. Magmas máficos injetados em magmas híbridos logo após ou durante a ascensão, mesclam-se, mas não podem se misturar completamente. Durante a ascensão, misturas locais ocorrem entre os blobs de magmas máficos e o

granitoide hospedeiro em constante mudança. A variedade de MME's resultam da multiplicidade desses sistemas de misturas locais. Os grandes volumes de magmas máficos são afetados por *mingling* e *mixing* apenas ao longo de suas margens: expostos como intrusões máficas, são circundadas por MME's relativamente similares do qual a abundância e tamanho decrescem rapidamente com a distância do contato e por uma grande concentração de rochas híbridas.

- (3) Após o alojamento, o fracionamento procede, e vários tipos de granitoides cálcio-alcalinos podem ser produzidos a partir dos magmas híbridos homogêneos produzidos por *mixing* em profundidade. Fenocristais de minerais máficos e acessórios principalmente são cada vez mais abundantes e podem se concentrar formando *schlieren-layerings* ou agregados máficos.
- (4) Pulsos tardios de magmas máficos são canalizados através de fraturas prematuras no pluton em resfriamento e mesclam ou misturam com líquidos residuais concentrados nessas fraturas para produzir diques sinplutônicos que são melhores chamados de diques “tardi-plutônicos”. Cada fratura representa um sistema único e geralmente produzem enxames monogenéticos em que os MME's inclusos em uma matriz fina diferem dos enxames monogenéticos em que xenólitos estão associados com vários tipos de MME's e em que a matriz é mais grossa. Diques máficos não desmembrados representam injeções mais tardias de magmas máficos em um pluton totalmente cristalizado.

Equilíbrio químico local age durante todo o período em que os MME's e suas rochas hospedeiras não estão totalmente cristalizados. A residência de blobs de magmas máficos nos magmas graníticos produz um enriquecimento de álcalis nos enclaves (e.g. FROST & MAHOOD, 1987; DORAIS et al., 1990). Durante o mesmo período, equilíbrio isotópico, que é mais eficiente que o equilíbrio químico, afeta todo o pluton. Após o alojamento e paralelamente ao equilíbrio isotópico, hibridização espacialmente limitada pode ocorrer localmente em torno de grandes intrusões máfica, diques máficos e alguns MME's individualmente, e produzem rochas híbridas que formam zonas estreitas entre as rochas máficas e félsicas. Equilíbrio devido a longa residência dos blobs máficos ou híbridos de magmas máficos nos magmas graníticos hospedeiros apenas existem em um contexto plutônico.

Todos os processos de hibridização – *mingling*, *mixing*, transferência mineral e de temperatura, e trocas isotópicas e químicas através de difusão – contribuem para diminuir e suprimir os contrastes de temperatura, químico e isotópico entre componentes máficos e félsicos de diferentes origens (BARBARIN, 1991).

8. CONCLUSÕES

O Complexo Timbaúba é composto por biotita anfibólio granodioritos a monzogranitos com epidoto geradas em um ambiente de colisão intracontinental relacionadas ao fechamento de bacias Neoproterozóicas. Sua idade de cristalização de 616 ± 5 Ma, migmatização local e dados ASM que mostram lineações magnéticas com direção EW a NW paralelas as observadas nas rochas encaixantes, indicam intrusão concomitante com o pico de metamorfismo das rochas sedimentares encaixantes e intrusão durante uma tectônica tangencial. Estas rochas possuem enclaves classificados como xenólitos das rochas encaixantes, enclaves microgranulares máficos e enclaves surmicáceos. Estas rochas são metaluminosas, magnesianas e ferrosas, e pertencem a série de rochas cálcio-alcálinas de alto K e toleíticas.

Os dados obtidos mostram que as rochas do Complexo Timbaúba (hospedeiras e enclaves) possuem fontes magmáticas distintas, porém uma evolução compartilhada. Em um modelo evolutivo adaptado as rochas do complexo, as rochas máficas encontradas estariam associadas a rochas mantélicas com composições de um EMORB, sendo as rochas mais félsicas encontradas associadas a fusão de material crustal que sofreram diferentes graus de hibridização com as rochas mantélicas. Os dados de composição mineral e condições de cristalização mostram que estas rochas se cristalizaram em condições semelhantes. Fracionamento, *Mixing*, *mingling*, e/ou interdifusão em diferentes graus, são os prováveis processos responsáveis pela variedade de rochas hospedeiras e principalmente de enclaves microgranulares máficos, além da presença ou ausência de fases minerais entre eles. Esses processos são bem observados em padrões spidergrams e ETR's entre os enclaves microgranulares máficos, auréolas de reação e rochas hospedeiras.

Em um modelo adaptado para a geração e evolução dessas rochas, as rochas máficas estariam associadas a um processo de underplating basáltico que forneceram calor suficiente para fundir materiais da crosta inferior e gerar os magmas félsicos que em diferentes estágios

de evolução gerariam as rochas e feições encontradas em campo além das características químicas observadas.

As rochas do Complexo Timbaúba se assemelham em idades e composição de elementos traços e terras raras, as rochas hospedeiras e enclaves presentes no Pluton Curral de Cima.

REFERÊNCIAS

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. (1994) **Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas**. J. Petrol., v. 35, pp. 525-541
- ALBUQUERQUE, C.A.R. (1973) **Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal**. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 37, pp. 1779-1802.
- ALMEIDA, F.F., LEONARDOS JR., O.H., VALENÇA, J., 1967. **Review on granitic rocks of Northeast South America, Proceedings of the Symposium on Northeastern South America Granites**, Recife, IUGS/UNESCO, p. 41.
- ALMEIDA, C.N., GUIMARCES, I.P AND DA SILVA FILHO, A.E (1998) **Magmatismo Brasileiro in the portion east of the Terrane Paje&Paraíba, NE of Brazil**. In: Congress of Geoquímica of the Countries of Portuguese Language, 5, Brazilian Congress of Geoquímica, 7. Porto Seguro, 1999. Anais, Porto Seguro, SBGq, pp. 297-299.
- ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P. ; DA SILVA FILHO, A. F., 2002. **A-type post-collisional granites in the Borborema Province - NE Brazil: The Queimadas pluton**. Gondwana Research, Japão, v. 5, n.3, p. 667-681.
- ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P. ; DA SILVA FILHO, A. F., 2002. **Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na província borborema, ne do brasil: o complexo alcio-alcálico de alto-k de campina grande**. Revista Brasileira de Geociências, Brasília, v. 32, n.2.
- ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R., 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**; 8, Resumos, p.363-391
- ANDERSON, J.L. AND SMITH, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 , on the Al-in-hornblende barometer. Amer. Mineral., V. 80, pp. 549-559.
- ANDERSON, J. L. 1996. **Status of thermobarometry in granitic batholiths**: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 87, 125-138.
- ARCHANJO C J ; RODRIGUES, S. W. ; NEVES, B. B. B., 2008. **Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil**. Journal of Structural Geology, v. 30, p. 310-336.

- BARBARIN, B., 1986. **Comparision of mineralogy of mafic magmatic enclaves and host granitoids, Central Sierra Nevada, California.** Meet. Cordilleran Sect. Geol. Soc. Am., Los Angeles, Calif., Abstr. Progr., 18: 83.
- BARBARIN, B., 1988A. **Field evidence for sucessive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre- Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France).** Can. J. Earth Sci., 25:49-59.
- BARBARIN, B., 1989. **Mélange de magmas et origine de la zonation normale des plutons granitiques cretaces du batholite de la Sierra Nevada, Californie.** Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, v.309, pp.1563-1569.
- BARBARIN B. 1990. **Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California.** J. Geophys. Res., 95, 17747-17756.
- BARBARIN B. 1991. **Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of Sierra Nevada Batholith, California. Enclaves and granite petrology.** In.: Developments in Petrology: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.
- BERTRAND, J.M. & JARDIM DE SÁ, E.F., 1990. **Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts?.** Canadian Journal of Earth Sci., 27:1382-1393.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990. **Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer.** Contr. Mineral. Petrol. 104:208-224.
- BRITO NEVES, B. B. DE. 1975. **Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino.** São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, *Tese de LivreDocência* 198p.
- BRITO NEVES, B.B., 1983. **O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000.** Livre Docência Thesis, University of São Paulo, são Paulo, Brazil. 177p.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W. R., 2000. IN: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.): **The tectonic history of the Borborema Province.** Tectonic Evolution of the South American Continent Rio de Janeiro, 38th Inter. Geol. Cong, pp. 151–182.

- BRITO NEVES, B. B.; SATO, K., 2001. **Marcos cronogeológicos da evolução do embasamento pré-Ordoviciano da Plataforma Sul-Americana-avaliação para o final do ano 2000**. IG. Série B, Estudos e Pesquisas, Recife-UFPE, 11: 01-25.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; VAN SCHMUS, W.R.; FERNANDES, T.M.G.; SOUZA, S.L., 2001. **O Terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão)**. Revista Brasileira Geociências, 31, 185-194.
- BRITO NEVES, B. B. & SANTOS, E. J. 2006. **Post Rhyacian/Early Cryogenian of Northeast of South America: Contribution for the unraveling a multifavious history**. In: V South American Symposium on Isotope Geology, 2006, Punta de Leste. Short Papers V-SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Leste : Facultad de Agronomia/ Facultad de Ciencias- Universidad de la Republica/ UNESCO, 1: 61-64.
- BUDDINGTON, A.F. AND LINDSLEY, D.H. (1964) **Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents**. J. Petrol., v. 5, pp. 310-420.
- BUSSY, F., 1991. **Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy**. In Enclaves and granite petrology. In.: Developments in Petrology: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.
- DAVIDSON, J.; TURNER, S.; PLANK, T., 2012. **Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes**. Journal of Petrology. 54. 525-537.
- DEPAOLO D.J. 1981. **Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization**. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 189-202.
- DEBON, F., 1975. **Les massifs granitoides à structure concentrique de Caunterets-Panticosa (Pyrénées occidentales)**. B.R.G.M., Orléans, 37 pp.
- DEBON, F., 1991. **Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave-plutonic host” pairs**. In Enclaves and granite petrology. In.: Developments in Petrology: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1976. **An introduction to the rock-forming minerals**. Editors Longman. London 528p.

- DIDIER, J., LAMEYRE, J., 1969a. **Association de granites et de diorites quartziques au Peyron, près de dBurzet (Ardèche, Massif Central français)**. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 268, 368-371.
- DIDIER, J., LAMEYRE, J., 1969b. **Interprétation du gisement de enclaves des roches granitiques dans le Massif Central français**. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 268, 1468-1469.
- DIDIER, J., 1973. **Granites and Their Enclaves: The Bering of Enclaves on The Oringin of Granites**. *Development in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393pp.
- DIDIER, J.; BARBARIN, B., 1991. **Enclaves and granite petrology**. In.: **Developments in Petrology**: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.
- DIDIER, J. & ROQUES, M., 1959. **Sur les enclaves des granites du Massif Central français**. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 228: 1839-1841.
- DORAIS, M.J., J.A., 1990 **Whitney, and M.F. Roden, The origin of mafic enclaves from the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith**. *J. Petrol.*, in press.
- EBERT, H. 1962. **Bastil und regional metamorphose in Prakanbrischen grundgerbirge brasiliens**. *Tschermarks Min. U. Petr. Mitt.*, 8: 49-81.
- EMANI, M.; SUZUKI, K.; LIOU, J. G, BIRD, D. K., 1993. **Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence**. *Eur. Jour. Mineral.*, 5: 219-231.
- FERREIRA, V. P., SIAL, A. N., SANTOS, E.J. DOS, JARDIM DE SÁ, E. F., MEDEIROS, V. C. DE. 1997. **Granitoids in the characterization of terranes. The Borborema Province, northeastern Brazil**. II Inter. Symp. on granites and associated mineralizations, Salvador, 1997, Ext. Abst., 197-201.
- FERREIRA V.P., SIAL A.N., PIMENTEL M.M., ARMSTRONG R., SPICUZZA M.J., GUIMARÃES I.P., SILVA FILHO, A.F., 2011. **Contrasting sources and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil: O, Sr, and Nd isotopes**. *Lithos* 121: 189–201.
- FERNANDEZ, A.N., & BARBARIN, B., 1991. **Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature os resulting interaction processes and shape and mineral fabrics os mafic**

microgranular enclaves. In Enclaves and granite petrology. In.: Developments in Petrology: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.

FOWLER, M., HOCKS, H., DARBYSHIRE, P.B., GREENWOOD, P.B., 2008. **Petrogenesis of high Ba–Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province.** Lithos 105, 129–148

FROST, B.R.; BARNES, C.; COLLINS, W.; ARCULUS, R.; ELLIS, D.; FROST, C., 2001. **A chemical classification for granitic rocks.** Journal of Petrology, 42(11): 2033 – 2048.

FROST, B.R. & LINDSLEY, D.H., 1991. **The occurrence of Fe-ti oxides in igneous rocks.** In: Lindsley, D.H. (ed). Oxides minerals petrologic and magnetic significance. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. 25:433-489.

FROST, T.P., MAHOOD, G.A. (1987). **Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California.** Geological society of America Bulletin 99, 272-291.

GIORDANO, D. J.K. RUSSELL, D.B. DINGWELL. **Viscosity of magmatic liquids: A model.** Earth Planet. Sci. Lett. 271, 123-134

GUIMARÃES, I. P., 1989. **The Shoshonitic Bom Jardim Intrusive Complex, Ne Brazil and Its Tectonic Implication.** In: Terra Abstracts - EUG - V., Strasbourg - France

GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F., 1998. **Nd- and Sr- Isotopic And U-Pb Geochronologic Constraints for Evolution Of The Shoshonitic Brasiliano Bom Jardim And Toritama Complexes: Evidence For A Transamazonian Enriched Mantle Under Borborema Tectonic Province, Brazil.** International Geology Review, Maryland, v. 40, n.6, p. 500-527.

GUIMARÃES, I.P.; DA SILVA FILHO, A.F.; ALMEIDA, C.N.; VAN SCHMUS, W.R.; ARAÚJO, J.M.M.; MELO, S.C.; MELO, E.B., 2004. **Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeu- Paraiba belt; northeast Brazil: an isotopic and Geochronological approach.** Precambrian Research, 135: 23-53.

GUIMARÃES, I.P.; BRITO NEVES, B.B., 2004. **Geochemistry characterization of part of the Early Neoproterozoic plutonism in the Central Structural Domain of the Borborema**

Province; NE Brazil. In: Proceedings of the 32nd International Geological Congress; International Union of Geological Sciences; Firenze.

GUIMARÃES, I.P.; SILVA FILHO, A.F.; ARAÚJO, D.B.; ALMEIDA, C.; DANTAS, E., 2009. **Trans-alkaline magmatism in the Serrinha–Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria.** *Gondwana Research* 15, 98–110

GUIMARÃES, I.P.; SILVA FILHO, A.F.; ALMEIDA, C.N.; MACAMBIRA, M.B.; ARMSTRONG, R., 2011. **U/Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3-1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province; NE Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences* 31; 383 -396.

GUIMARÃES, I. P.; FARIAS; D. J. S., BITTAR, SHEILA M. BRETAS; ALMEIDA, C.N. ; YADAV, R., 2012. **Folha Sapé (SB.25-Y-C-II) mapeamento escala 1:100.000.** In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos - SP. CD-ROM.

GUIMARÃES, I.P; VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., BITTAR, S.M.B., SILVA FILHO, A.F., ARMSTRONG, R., 2012. **U–Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil.** *Precambrian Research* 192– 195, 52– 77.

GOLDSCHMIDT, V.M., 1911. **Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebeit.** Dybwad, Oslo, 843 pp.

HARKER, A., 1939. **Metamorphism, A study of The Transformation of Rock Masses.** Methuen, London, 362 pp.

HIBBARD, M.J., 1991. **Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoids systems. In Enclaves and granite petrology.** In.: *Developments in Petrology*: 13. Amsterdam; New York, Elsevier Science Pub. Co. 625p.

HILL, R.I., SILVER, L.T., CHAPPELL, B.W., AND TAYLOR, H.P., JR., 1986. **Coupled Sr-O variations as an indicator of source heterogeneity for the Northern Peninsular Ranges batholith.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 351-361.

- HOLLAND, T. & BLUNDY, J., 1994. **Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433-447.
- HUPPERT, H. E., SPARKS, R. S. J., 1988. **The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust**. Journal of Petrology 29 (3), 599-624.
- IRVINE, T.N. AND BARAGAR, W.P.A., 1971. **A guide to chemical classification of the common volcanic rocks**. Can. J. Earth Sci., v. 8, pp. 523-548.
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema; NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências; Universidade de Brasília; 803pp.
- KISTLER, R.W. & PETERMAN, Z.E., 1973. **Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California**. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 3489-3512.
- KISTLER, R.W., CHAPPELL, B.W., PECK, D.L., AND BATEMAN, P.C., 1986. **Isotopic variation in the Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California**. Contrib. Mineral. Petrol., 94: 205-220.
- KOZUCH, M.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B, 1997. **Ages and isotope geochemistry of two pre-Brasiliano magmatic events in the Borborema Province**. In South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão – São Paulo. Extended Abstracts: 157-160
- KOZUCH, M.; 2003. **Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province; Brazil and their bearing tectonic setting**. PhD thesis; Kansas University; USA; 199p.
- LACROIX, A., 1890B. **Sur les enclaves du trachyte de Menet (Cantal) sur leur modifications at leur origine**. C. R. Acad. Sci. Paris, 111: 1002-1006.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, C., KATO, A. AND OTHERS, 1997. **Nomenclature of amphiboles**: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. Amer. Mineral., v. 82, pp. 1019-1037.

- LESHER, C.E., 1990. **Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing**. *Nature*, 344: 235-237.
- MANIAR P.D.; PICCOLI; P.M.; 1989. **Tectonic discrimination of granitoids**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*; v.101; pp. 635-643.
- MARIANO, G.; NEVES, S.P.; DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P., 2001. **Diorites of the high-K calc-alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd data and Implications for the evolution of the Borborema Province; Northeast Brazil**. *International Geology Review*; v. 43: 921 – 929.
- MEDEIROS, V. C., 2004. **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. Natal. Tese de doutorado, PPGG/UFRN, 200 p.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M.; CARRON, J.P. 1985. **Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes**. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301: 813-818.
- NACHIT, H. 1986. **Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques**. Université de Bretagne Occidentale, Tese de Doutorado, 181p.
- NAKAMURA N., 1974. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites**. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- NEVES, S. P.; MARIANO, G.; GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F.; MELO, S.C.; 2000. **Intra lithospheric differentiation and crustal growth : evidence from the Borborema Province; northeastern Brazil**. *Geology* 28 :519-522
- NEVES, S. P.; MARIANO, GORKI., 2001. **Província Borborema: Orógeno acrescionário ou intracontinental?**. *IG. Série B, Estudos e Pesquisas*, Recife, PE, v. 11, p. 26-37.
- NEVES, S.P., 2003. **Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana**. *Tectonics*; 22(4); doi: 10.1029.

NEVES, S. P. ; MELO, S. C. ; MOURA, C. ; MARIANO, G.; SILVA, RANGEL, J. M., 2004. **Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province.** International Geology Review, v. 46, n.1, p. 52-63.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A., 1995 **Magma Emplacement And Shear Zone Nucleation And Development In Northeast Brazil (Fazenda Nova And Pernambuco Shear Zones, State Of Pernambuco).** Journal of South American Earth Sciences, v. 8, p. 289-298.

NEVES, S. P. ; MARIANO, G.; CORREIA, P. B. ; SILVA, RANGEL, J. M., 2006. **70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny.** Geodinamica Acta (Paris), v. 19, p. 213-237,.

NEVES, S.P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; DA SILVA, J.M.R.; MARIANO, G., 2006. **Timing of crust formation; deposition of supracrustal sequences; and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province; NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly.** Precambrian Research; 149: 197–216.

NEVES, S. P. ; BRUGUIER, O. ; BOSCH, D. ; SILVA, RANGEL, J. M.; MARIANO, G. 2008. **U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and metamorphism.** Journal of South American Earth Sciences, v. 25, p. 285-297.

NEVES, S.P.; BRUGUIER, O.; DA SILVA, J.M.R.; BOSCH, D.; ALCANTARA, V.C.; LIMA, C.M., 2009. **The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?.** Precambrian Research, 187: 205.

NEVES, S.P. & ALCANTARA, V., 2010. **Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province; NE Brazil: Geodynamic implications.** Journal of South American Earth Sciences, 29: 498–511.

PABST, A., 1928. **Observations on inclusions on the granitic rocks of Sierra Nevada.** Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci., 17: 325-386.

- PATINHO DOUCE, A. E., 1995 **Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks**. Jour. of Geoph. Res. 100(8B): 15623-15639.
- Pearce, J.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.D., 1984. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks**. Journal of Petrology; 25: 956-983.
- Pearce, J., 1996. **Sources and setting of granitic rocks**. Episodes 19; 120-125
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., 1976. **Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kasmonu area; northern Turkey**. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63-81.
- Pin C., Binon M., Belin J.M., Barbarin B. & Clemens J.D. 1990. **Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France)**. J. Geophys. Res., 95, 17,821-17,828.
- Orsini, J.B., 1979. **Les granitoides hercyniens corsosardes: mise en évidence de deux associations magmatique**. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 18: 1203-1206.
- Reid, J. B., Jr, Evans, O. C. & Fates, D. G., 1983. **Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California**. Earth and Planetary Science Letters 66, 243-26.
- Ribbe, P. H., 1982. **Titanite (sphene)**. In RIBBE, P. H. ed Reviews in Mineralogy, Blacksbourn, Mineral. Soc. Amer., 5: 137-154.
- Santos, E.J. dos, 1995. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acrensão e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. USP/IG. Tese de Doutorado. 219p.
- Santos, E.J., 1998. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica 1:250.000 (Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco)**. Brasília, CPRM.
- Santos E.J. & Medeiros; V.C., 1998. **New insights on Grenville-age and Brasiliano granitic plutonism of the Zona Transversal, Borborema Province, NE Brazil**. In: 10 Congresso Latino Americano de Geologia Y Congresso Nacional de Geologia Economica, Buenos Aires. ACTAS 2: 427-432.
- Santos E.J.; Oliveira; R.G.; Paiva; I.P., 1997. **Terrenos do domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acresção e retrabalhamento crustal ao sul do Lineamento Patos**. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Bol.15; Resumos expandidos: 247-249.

Santos, E.J.; Nutman, A.P.; Brito Neves, B.B., 2004. **Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal; Província Borborema.** Geologia USP: Série Científica 4; 1–12.

SIAL, A. N., 1984a - **Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil.** In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais. Rio de Janeiro: SBG, 2697-2702.

SIAL, A. N., 1984b - **Padrão regional de isótopos de oxigênio em granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil.** In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais. Rio de Janeiro: SBG, 2710-2722.

SIAL, A.N., 1986. **Granite-types in northeast Brazil: current knowledge.** Revista Brasileira de Geociências 16 (1), 54–72.

SIAL, A.N., 1987. **Granitic rocks of Northeast Brazil.** Inter. Symp. Gran. Assoc. Mineraliz. Ext. Abst., 61-69.

SIAL, A. N., MARIANO, G., FERREIRA, V. P., 1989. **Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil.** In Formoso, M. L. L., Nardi, L. V. S., Hartman, L., ed. Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil. Porto Alegre, CPRM, DNPM, SBGq. 83-95.

SIAL, A. N.; MARIANO, G.; FERREIRA, V.P. 1989. **Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do Nordeste e Norte do Brasil.** In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. (eds.) Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. II Congr. Bras. Geoq. Atas.: 83-95.

SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P., 1988. **Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central Structural Domain, northeast Brazil.** Rend. Soc. Ital. Mineral. & Petrol., 43(2): 307-342.

SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P. 1990. **Granitoids in Northeastern Brazil: Oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement.** Journ. South. Am. Earth. Sci., 3(2-3): 103-112.

SILVA FILHO, A. F.; THOMPSON, R. N. ; LEAT, P. 2013 . **Petrology of Terra Nova Pluton and Associated Ultrapotassic Dykes, NE Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 17, n.04, p. 481-487, 1987.

SOLLAS, J. W., 1894. **On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gulion, Part I. On the relation of the granite to gabro of Barnavave**, Trans. R. Irish Acad., 30: 477-512.

SPEER, J.A. 1984. **Micas in igneous rocks**. In: Bailey, S.W. (ed.). Micas. Reviews in Mineralogy, 13: 299-356.

SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F., 1989. **Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes**. In: Magmatism in the Ocean Basins Sanders, A. D. & Norry, M. J.). Geological Society of London, Special Publication, 42: 313–346.

TAYLOR, J., 1965. **The application of trace element data to problems in petrology**. Phys. Chem. Earth. 6: 133-213.

THIEBLEMONT D. & CABANIS B. 1990. **Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la Discrimination geochemique et l'etude petrogenetique des roches magmatiques acides**. Bull. Soc. geol. France, t. VI, 8(1):23-35.

THOMPSON, R.N.; 1982. **Magmatism of the British Tertiary volcanic Province**. Scott. J. Geol., 18: 50-107.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J., 1984. **An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an element approach**. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310: 549-590.

TULLOCH, A. J., 1979. **Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite**. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 105-117.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B; HARCKSPACHER, P.; BABINSKY, M., 1995. **U/BP and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province; Northeastern Brazil: Initial conclusions**. Journal of South American Earth Sciences, 8: 267-288.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HARCKSPACHER, P.; BABINSKY, M.; FETTER, A.; DANTAS, E.L., 1997. **Application of U-Pb in Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil, in the its implications for the evolution of West Gondwana.** Extended Abstracts, South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão-SP, Brazil, June, pp. 27-29.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; WILLIAMS, I.S.; HARCKSPACHER, P.; FETTER, A.; DANTAS, E.L.; BABINSKI, M., 2003. **The Seridó group of NE Brazil; a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in western Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages.** Precambrian Research, 127: 287-327.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, S.F., PENAYE, J., AND GUIMARÃES, I.P., 2008. **Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central**

VAUCHEZ, A., NEVES, S.P., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M. AND AMARO, V., 1995a. **The Borborema Shear Zone.** J. South Amer. Earth Sci., v. 8, pp. 247-266. African Fold Belt: Geological Society of London, Special Publication, v. 294, p. 69-99.

VERNON, R.H., 1983. **Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites.** J. Proc. R. Soc. N.S.W., 116: 77-103.

VERNON, R.H., 1984. **Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment.** Nature, 309: 438-439.

WILSON, M., 1989. **Igneous Petrogenesis.** Unwin Hyman; London.

ZECK, H.P., 1970. **An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, S.E. Spain.** Contrib. Mineral. Petrol., 26: 225-245.

ZORPI M.J. 1988. **Mélanges magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale : implication sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins.** Thèse 3ème Cycle, Univ. St. Jérôme, Marseille, 257 p.

ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. & COCIRTA C. 1989. **Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons.** Tectonophysics, 157, 315-329.

APÊNDICES

APÊNDICE A. TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS

APÊNDICE B. MAPA GEOLÓGICO E DE PONTOS

APÊNDICE A

Tabela 01: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/Auréolas de reação.

Amostra/Oxido	AURÉOLAS DE REAÇÃO							
	DFM- 8A_C1_anf 9	DFM- 8A_C1_anf 10	DFM- 8A_C1_anf 11	DFM- 8A_C2_anf 6	DFM- 8A_C2_anf 7	DFM- 8A_C2_anf 8	DFM- 8A_C3_anf 12 C	DFM- 8A_C3_anf 12 B
SiO ₂	42,138	48,352	43,039	41,986	42,423	42,844	43,654	41,672
TiO ₂	1,276	0,407	1,201	1,194	1,006	1,603	0,745	1,321
Al ₂ O ₃	10,514	5,634	10,545	10,364	10,002	10,472	9,573	10,575
FeO	18,620	14,314	17,588	18,011	17,794	18,075	16,789	18,423
MnO	0,469	0,398	0,484	0,471	0,457	0,487	0,433	0,547
MgO	9,474	12,836	9,594	9,528	10,040	9,424	10,127	9,361
CaO	8,586	12,510	8,894	11,383	9,397	9,658	13,433	11,829
Na ₂ O	1,484	0,831	1,527	1,373	1,180	1,297	1,364	1,261
K ₂ O	1,390	0,524	1,316	1,366	1,284	1,460	1,160	1,398
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
PbO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,317	0,319	0,306	0,142	0,314	0,325	0,255	0,295
Cl	0,046	0,010	0,042	0,066	0,063	0,033	0,061	0,065
Cr ₂ O ₃	0,067	0,382	0,000	0,068	0,610	0,069	0,000	0,047
NiO	0,051	0,000	0,013	0,019	0,000	0,008	0,000	0,006
Si	6,394	7,221	6,521	6,434	6,436	6,474	6,636	6,374
Al ^{iv}	1,606	0,779	1,479	1,566	1,564	1,526	1,364	1,626
Al ^{vi}	0,274	0,213	0,404	0,306	0,225	0,339	0,351	0,280
Ti	0,146	0,046	0,137	0,138	0,115	0,182	0,085	0,152
Cr	0,008	0,045	0,000	0,008	0,073	0,008	0,000	0,006
Fe ³⁺	1,536	0,085	1,211	0,564	1,385	1,025	0,000	0,513
Fe ²⁺	0,827	1,703	1,018	1,744	0,872	1,259	2,134	1,843
Mn	0,060	0,050	0,062	0,061	0,059	0,062	0,056	0,071
Mg	2,143	2,858	2,167	2,177	2,271	2,123	2,295	2,134
Ni	0,006	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,396	2,002	1,444	1,869	1,528	1,564	2,188	1,938
Na	0,437	0,241	0,449	0,408	0,347	0,380	0,402	0,374
K	0,269	0,100	0,254	0,267	0,249	0,281	0,225	0,273
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,152	0,151	0,147	0,069	0,151	0,155	0,123	0,143
Cl	0,012	0,003	0,011	0,017	0,016	0,008	0,016	0,017
OH*	1,836	1,847	1,843	1,914	1,833	1,836	1,862	1,840
Total	17,101	17,342	17,147	17,544	17,123	17,225	17,735	17,585

Tabela 01: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/Rochas hospedeiras.

Amostra/Oxido	ROCHAS HOSPEDEIRAS					
	DFM- 8C_C1_anf 1	DFM- 8C_C2_anf 2 C	DFM- 8C_C2_anf 2 B	DFM- 13C_C1_anf 1 C	DFM- 13C_C1_anf 1 B	DFM- 13C_C3_anf 2
SiO ₂	40,718	39,879	40,032	40,14	48,74	40,73
TiO ₂	1,746	7,38	3,661	1,81	0,10	1,50
Al ₂ O ₃	11,014	9,086	10,156	10,84	5,10	11,11
FeO	18,235	14,361	16,695	18,42	15,54	19,20
MnO	0,424	0,481	0,413	0,48	0,40	0,49
MgO	9,226	8,619	8,624	9,05	12,83	8,59
CaO	10,737	12,496	12,164	11,58	12,91	9,31
Na ₂ O	1,618	1,038	1,053	1,67	0,69	1,70
K ₂ O	1,505	1,196	1,269	1,53	0,33	1,57
BaO	0,015	0,043	0	0,07	0,00	0,10
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,318	0,405	0,248	0,32	0,21	0,25
Cl	0,098	0,047	0,047	0,08	0,01	0,09
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,00	0,00	0,06
NiO	0,002	0,017	0,023	0,01	0,00	0,00
Si	6,273	6,224	6,325	6,24	7,26	6,28
Al iv	1,727	1,671	1,675	1,76	0,74	1,72
Al vi	0,273	0,000	0,216	0,23	0,15	0,30
Ti	0,202	0,866	0,435	0,21	0,01	0,17
Cr	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,723	0,000	0,000	0,43	0,18	1,15
Fe ²⁺	1,627	1,874	2,206	1,97	1,75	1,33
Mn	0,055	0,064	0,055	0,06	0,05	0,06
Mg	2,119	2,005	2,031	2,10	2,85	1,97
Ni	0,000	0,002	0,003	0,00	0,00	0,00
Zn	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00
	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00
Ca						
Na	1,772	2,089	2,059	1,93	2,06	1,54
K	0,483	0,314	0,323	0,50	0,20	0,51
Ba	0,296	0,238	0,256	0,30	0,06	0,31
Sr	0,001	0,003	0,000	0,00	0,00	0,01
Pb	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00
	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00
F	0,15	0,200	0,124	0,16	0,10	0,12
Cl	0,026	0,012	0,013	0,02	0,00	0,02
OH*	1,819	1,788	1,863	1,82	1,90	1,85
Total	17,552	17,351	17,584	17,74	17,32	17,36

Tabela 01: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/Enclaves.

Amostra/ Oxido	ENCLAVES										
	DFM- 8B_C1_ anf 4 B	DFM- 8B_C1_a nf 4 C	DFM- 8B_C1_ _anf 5	DFM- 8B_C2_a nf 1 B	DFM- 8B_C2_ anf 1 C	DFM- 8G_C1_ anf 2	DFM- 8G_C1_ anf 3 C	DFM- 13A_C1 _anf 2 C	DFM- 13A_C1 _anf 2 B	DFM- 13A_C2 _anf 4 C	DFM- 13A_C2_ anf 4 B
SiO ₂	48,103	49,442	42,588	46,653	43,628	43,245	42,197	39,897	38,883	39,775	40,033
TiO ₂	0,582	0,402	1,339	0,441	1,161	0,636	1,177	1,459	1,25	0,902	1,007
Al ₂ O ₃	6,347	4,997	10,022	7,392	8,959	9,122	10,507	11,815	12,098	12,023	11,768
FeO	14,101	12,391	16,383	15,166	16,294	15,655	16,310	19,318	20,372	20,616	20,152
MnO	0,305	0,401	0,382	0,352	0,408	0,407	0,431	0,383	0,346	0,363	0,339
MgO	13,232	13,673	10,140	11,960	10,695	12,049	10,876	8,018	8,098	7,903	7,632
CaO	11,741	11,976	12,761	11,579	11,363	9,056	6,222	11,887	11,816	10,785	11,587
Na ₂ O	0,866	0,630	1,336	1,179	1,258	1,347	1,452	1,526	1,457	1,396	1,538
K ₂ O	0,596	0,485	1,280	0,706	1,128	1,013	1,313	1,589	1,589	1,545	1,652
BaO	0,049	0,000	0,048	0,017	0,000	0,013	0,008	0,074	0,007	0	0,002
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,284	0,258	0,268	0,301	0,301	0,338	0,362	0,302	0,365	0,466	0,36
Cl	0,018	0,020	0,033	0,040	0,057	0,069	0,077	0,073	0,044	0,092	0,095
Cr ₂ O ₃	0,000	0,362	0,048	0,128	0,079	0,000	0,000	0,08	0,001	0	0,067
NiO	0,036	0,046	0,030	0,000	0,009	0,000	0,000	0,047	0	0	0,013
Si	7,120	7,384	6,533	7,003	6,669	6,547	6,440	6,215	6,055	6,159	6,252
Al iv	0,880	0,616	1,467	0,997	1,331	1,453	1,560	1,785	1,945	1,841	1,748
Al vi	0,227	0,264	0,345	0,310	0,283	0,174	0,331	0,384	0,275	0,353	0,418
Ti	0,065	0,045	0,155	0,050	0,133	0,072	0,135	0,171	0,146	0,105	0,118
Cr	0,000	0,043	0,006	0,015	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,008
Fe ³⁺	0,432	0,111	0,000	0,368	0,457	1,604	2,082	0,295	0,678	0,975	0,412
Fe ²⁺	1,313	1,437	2,102	1,536	1,626	0,378	0,000	2,221	1,975	1,695	2,220
Mn	0,038	0,051	0,050	0,045	0,053	0,052	0,056	0,051	0,046	0,048	0,045
Mg	2,920	3,044	2,319	2,676	2,437	2,719	2,475	1,862	1,880	1,824	1,777
Ni	0,004	0,006	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,862	1,916	2,097	1,862	1,861	1,469	1,017	1,984	1,971	1,789	1,939
Na	0,249	0,182	0,397	0,343	0,373	0,395	0,430	0,461	0,440	0,419	0,466
K	0,113	0,092	0,250	0,135	0,220	0,196	0,256	0,316	0,316	0,305	0,329
Ba	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,133	0,122	0,130	0,143	0,146	0,162	0,175	0,15	0,180	0,228	0,178
Cl	0,005	0,005	0,009	0,010	0,015	0,018	0,020	0,019	0,012	0,024	0,025
OH*	1,863	1,873	1,861	1,847	1,840	1,820	1,805	1,832	1,809	1,748	1,797
Total	17,226	17,191	17,727	17,341	17,454	17,061	16,781	17,765	17,727	17,514	17,734

Tabela 02: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Rochas hospedeiras.

Amostras/Oxidos	ROCHAS HOSPEDEIRAS			
	DFM-8C_C3_bt 1	DFM-8C_C1_bt 2	DFM-8C_C1_bt 3	DFM-13C_C3_bt 1
SiO ₂	35,25	35,91	34,68	34,24
TiO ₂	2,16	1,67	1,51	2,12
Al ₂ O ₃	15,69	15,75	15,93	15,26
FeO	19,58	19,07	18,61	19,94
MnO	0,26	0,34	0,33	0,45
MgO	11,64	12,25	12,41	11,13
CaO	0,00	0,09	0,00	0,00
Na ₂ O	0,14	0,11	0,12	0,13
K ₂ O	9,80	9,67	9,66	9,82
SrO	0,00	0,00	0,00	0,01
BaO	0,23	0,13	0,09	0,18
Rb ₂ O	0,59	0,59	0,59	0,57
Cl	0,07	0,07	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,00	0,00
H ₂ O*	3,57	3,61	3,54	3,50
Total	98,73	99,05	97,25	97,17
Si	5,46	5,52	5,43	5,43
Al iv	2,54	2,48	2,57	2,57
Al vi	0,33	0,37	0,37	0,28
Ti	0,25	0,19	0,18	0,25
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	2,54	2,45	2,44	2,64
Mn	0,03	0,04	0,04	0,06
Mg	2,69	2,81	2,90	2,63
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,04	0,04
K	1,94	1,90	1,93	1,99
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,69	3,70	3,70	3,70
F	0,29	0,29	0,29	0,29
Cl	0,02	0,02	0,01	0,02
TOTAL	19,84	19,82	19,90	19,91
Al total	2,87	2,85	2,94	2,85
Fe/Fe+Mg	0,49	0,47	0,46	0,50
FeO/MgO	1,68	1,56	1,50	1,79

Tabela 02: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Auréolas de reação.

Amostras/Oxidos	AURÉOLAS DE REAÇÃO					
	DFM- 8A_C1_bt 6	DFM- 8A_C2_bt 3	DFM- 8A_C2_bt 4	DFM- 8A_C2_bt 5	DFM- 8A_C4_bt 1	DFM- 8A_C4_bt 2
SiO ₂	35,70	35,16	36,17	35,76	35,31	36,42
TiO ₂	1,71	2,05	1,62	1,81	2,47	2,14
Al ₂ O ₃	14,92	15,17	15,04	14,96	15,45	15,10
FeO	18,55	18,66	18,37	18,89	19,25	18,52
MnO	0,29	0,31	0,29	0,32	0,28	0,30
MgO	11,67	11,37	11,60	11,88	11,56	11,59
CaO	1,33	1,64	0,08	0,00	0,94	0,00
Na ₂ O	0,08	0,05	0,15	0,07	0,07	0,13
K ₂ O	9,77	9,76	9,77	9,53	9,88	9,79
SrO	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
BaO	0,21	0,00	0,08	0,17	0,32	0,24
Rb ₂ O	0,48	0,46	0,58	0,47	0,60	0,52
Cl	0,07	0,04	0,09	0,05	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,12	0,08	0,11	0,16	0,02	0,08
H ₂ O*	3,61	3,62	3,54	3,60	3,60	3,62
Total	98,28	98,22	97,25	97,46	99,53	98,27
Si	5,55	5,48	5,65	5,58	5,44	5,63
Al iv	2,45	2,52	2,35	2,42	2,56	2,37
Al vi	0,29	0,26	0,41	0,34	0,25	0,38
Ti	0,20	0,24	0,19	0,21	0,29	0,25
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Fe	2,41	2,43	2,40	2,47	2,48	2,39
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	2,71	2,64	2,70	2,77	2,66	2,67
Ca	0,22	0,27	0,01	0,00	0,16	0,00
Na	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,04
K	1,94	1,94	1,95	1,90	1,94	1,93
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,75	3,76	3,69	3,75	3,70	3,73
F	0,24	0,23	0,29	0,23	0,29	0,25
Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
TOTAL	19,85	19,86	19,77	19,78	19,85	19,73
Al total	2,74	2,79	2,77	2,75	2,81	2,75
Fe/Fe+Mg	0,47	0,48	0,47	0,47	0,48	0,47
FeO/MgO	1,59	1,64	1,58	1,59	1,67	1,60

Tabela 02: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Enclaves.

Amostras/Oxidos	ENCLAVES			
	DFM-8B_C1_bt 2	DFM-8B_C3_bt 1	DFM-8G_C1_bt 1	DFM-8G_C2_bt 2
SiO ₂	30,75	37,06	33,73	34,53
TiO ₂	2,15	2,47	2,20	2,34
Al ₂ O ₃	12,70	14,94	15,63	15,60
FeO	15,40	18,25	17,69	17,14
MnO	0,21	0,27	0,22	0,27
MgO	10,50	11,81	13,12	12,29
CaO	8,28	0,00	0,55	1,39
Na ₂ O	0,54	0,14	0,25	0,18
K ₂ O	8,40	9,99	9,80	9,63
SrO	0,00	0,06	0,00	0,04
BaO	0,31	0,12	0,19	0,41
Rb ₂ O	1,20	0,52	0,70	0,56
Cl	0,07	0,04	0,07	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,22	0,04
H ₂ O*	2,98	3,67	3,48	3,56
Total	92,96	99,18	97,53	97,78
Si	5,17	5,66	5,29	5,39
Al iv	2,52	2,34	2,71	2,61
Al vi	0,00	0,35	0,18	0,25
Ti	0,27	0,28	0,26	0,27
Cr	0,00	0,01	0,03	0,00
Fe	2,17	2,33	2,32	2,24
Mn	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg	2,63	2,69	3,07	2,86
Ca	1,49	0,00	0,09	0,23
Na	0,18	0,04	0,08	0,05
K	1,80	1,95	1,96	1,91
Sr	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,02	0,01	0,01	0,02
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,34	3,74	3,63	3,71
F	0,64	0,25	0,35	0,28
Cl	0,02	0,01	0,02	0,02
TOTAL	20,28	19,70	20,01	19,89
Al total	2,52	2,69	2,89	2,87
Fe/Fe+Mg	0,45	0,46	0,43	0,44
FeO/MgO	1,47	1,54	1,35	1,40

Tabela 03: Composições Químicas de elementos maiores, traços e terras raras das rochas do Complexo Timbaúba e Pluton Curral de Cima.

Amostra/Oxidos (elementos)	COMPLEXO TIMBAÚBA						CURRAL DE CIMA			
	DFM-08 Borda	DFM-08 08 Enc	DFM-08 Hosp	DFM-13 13 Enc	DFM-13 Borda	DFM-13 13 Enc	JM24B Hosp	JM26A Enc	JM26C Enc	JM24C Enc
SiO ₂	61,82	55,88	64,16	44,46	62,14	45,27	69,13	57,32	51,88	54,55
Al ₂ O ₃	15,44	13,63	14,84	13,41	15,26	12,04	12,85	14,33	14,8	13,41
MnO	0,1	0,15	0,08	0,25	0,09	0,24	0,07	0,15	0,2	0,23
MgO	2,99	5,87	2,51	6,34	2,73	8,04	2,03	4,96	5,75	6,29
CaO	4,48	6,64	3,77	11,56	4,28	11,66	3,82	5,85	6,55	7,65
Na ₂ O	3,5	2,76	3,35	2,52	3,39	2,12	2,95	2,99	2,71	2,68
K ₂ O	3,59	3,48	3,87	1,18	3,61	1,05	1,76	2,26	2,79	1,69
TiO ₂	0,91	1,16	0,74	2,81	0,89	2,35	0,81	0,95	1,15	0,76
P ₂ O ₅	0,32	0,44	0,27	0,28	0,31	0,17	0,15	0,18	0,22	0,14
Fe ₂ O ₃	5,76	8,48	4,97	15,6	5,73	15,3	4,98	9,03	11,88	10,26
Total	98,91	98,49	98,56	98,41	98,43	98,24	98,55	98,02	97,93	97,66
Ba	1710	1782	1747	201	1405	234	441	415	387	180
Cs	3,7	2,4	6	0,3	6	0,1	3,3	5,7	11,2	4
Ga	21,8	20,3	19,8	20,2	21,1	19,7	13,4	21,1	27,4	21,1
Hf	5,7	5,6	6,3	1,7	6,5	3,5	7,1	4,4	6,1	4,3
Nb	16	16,8	12,3	9,7	15,8	7,3	10,3	10,8	10	10,8
Rb	108,8	96	115,2	12,9	127,4	11,9	72,2	106,4	142,3	80,4
Sr	929,5	849,7	786,2	397,2	697,7	262	254	222,8	218,3	234
Ta	1,1	0,8	0,6	0,5	0,8	0,4	0,9	0,4	0,3	0,4
Th	3,6	4,1	18,5	0,5	5,4	0,9	9,1	5,2	5,7	2,9
U	1,2	1,3	2	0,2	1,6	0,2	2,8	1,6	2,2	3,6
V	119	191	99	409	117	432	112	157	209	153
W	11	8	13,1	6,1	10,1	5,7	25	16,3	8	7,2
Zr	223,5	218,8	229,9	49,2	244,1	137,1	254,4	166,8	197,5	139,9
Y	17	27,7	18	24,6	19,8	24,1	19,4	24	17,6	40,5
La	45,1	68,1	92,4	13,7	36,2	13,1	32	20,9	23	16,2
Ce	82,6	115,6	151,1	29	72,5	27,6	61,9	45,3	43,5	33,5
Pr	9,68	13,64	14,74	4,35	8,81	4	7,48	6,56	5,99	6,4
Nd	38,2	53,2	48,6	20	34,8	18,6	27,2	29,1	24,7	31,3
Sm	6,48	9,45	6,99	5,12	6,92	5,16	5,37	6,89	5,61	9,63
Eu	1,9	2,3	1,55	1,99	1,62	1,69	1,19	1,13	1,08	1,44
Gd	5,34	7,85	5,58	5,57	5,52	5,82	4,84	6,39	5,1	9,44
Tb	0,67	1,04	0,72	0,88	0,77	0,89	0,74	0,9	0,73	1,5
Dy	3,7	5,63	3,52	5,13	4,08	5	4,1	4,88	3,85	8,29
Ho	0,62	0,95	0,59	1	0,66	1,03	0,75	0,93	0,66	1,56
Er	1,67	2,84	1,73	2,57	1,79	2,58	1,8	2,15	1,78	3,64
Tm	0,22	0,39	0,24	0,36	0,27	0,32	0,26	0,29	0,23	0,54
Yb	1,65	2,42	1,49	2,2	1,73	2,14	1,56	1,76	1,46	3,61
Lu	0,23	0,36	0,23	0,33	0,27	0,31	0,24	0,27	0,24	0,5

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO, TIMBAÚBA - PE/PB, BRASIL

