



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Dissertação Número: 277

**ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO
COMPLEXO RIACHO DA TELHA, MAÇICO SÃO JOSÉ
DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA – NE DO
BRASIL**

Bruno Alves de Jesus

Dissertação de Mestrado

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (UnB)

Co-Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB)

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Catarina Labouré Benfica Toledo (UnB)

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira (UNICAMP)

Suplentes:

Prof. Dr. Bernhard Manfred Bühn (UnB)

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza (UFRN)

Brasília, maio de 2011

**Às três mulheres da minha vida:
minha avó Isabel Luiza;
minha mãe Marlene Alves;
minha noiva Joseane Helena.**

Agradecimentos

Como não podia deixar de ser, os agradecimentos representam uma das mais difíceis partes de qualquer trabalho. Seja pelo medo de cometer injustiças, seja pelo receio de faltar com as devidas considerações a quem nos auxiliou. Não bastasse isso, foi somente graças à ajuda de inúmeras pessoas que foi possível a realização deste trabalho, o mais difícil e trabalhoso da minha vida.

Assim sendo, agradeço em primeiro lugar a Deus por me dar forças para terminar este projeto, providenciando, sempre que estava prestes a desistir, o apoio e o carinho de pessoas próximas, sejam elas amigos ou familiares, muitos dos quais me incentivam permanentemente. A todos que de alguma forma contribuíram, meu especial e sincero agradecimento.

Agradeço aos professores do IG, em especial aos Profs. José Elói, Marcia Abrahão e Carlos Alvarenga, ainda durante a indicação para o mestrado; Prof. Cesar Fonseca pelo auxílio na descrição petrográfica e utilização dos gráficos geoquímicos; Prof. Massimo Matteini pelos ensinamentos geoquímicos e confecção de gráficos utilizando diferentes softwares; e ao Prof. Nilson Francisquini pela ajuda na interpretação de dados de química mineral.

Não poderia deixar de agradecer também a todos os alunos do IG que me auxiliaram, em especial aos amigos Diogo Baleeiro e Ranielle Noleto nas etapas de geoprocessamento; Diana Valadares pelos debates acerca da petrografia e preparação de amostras para análises isotópicas; Jackeline Gonçalves e Mariana Fontineli com suas habilidades linguísticas; Mariana Negrão, Maria Emília, Caroline Gomide e Pedro Cordeiro nas etapas de análises litogeoquímicas e/ou de química mineral.

Aos funcionários do IG-UnB, sem os quais não seria possível a realização de diversas etapas não só deste, mas de tantos outros projetos, sobretudo à Francisca e Denilson, e ao técnico de microsonda do IGC-USP, Marcos, meus sinceros agradecimentos.

Agradeço aos orientadores, Prof. Reinhardt Fuck pela paciência ao longo de três anos e ao Prof. Elton Dantas pelos ensinamentos e orientação, perdendo alguns sábados para que fosse possível a conclusão deste trabalho.

Além das pessoas já mencionadas, agradeço a empresa Yamana Gold Inc. pelo auxílio na logística quando da realização da etapa de campo e ao CNPq pela bolsa concedida nos primeiros meses de projeto.

Finalmente, agradeço e dedico este trabalho aos meus pais, João Valdir e Marlene Alves, por toda a confiança e amor incondicional; a minha avó Isabel Luiza pela dedicação em me criar, educar e formar como cidadão e por seu exemplo de vida, lição maior que a ensinada por qualquer professor; ao meu irmão Vinícius e ao meu sobrinho lindo, Eduardo, pelo carinho e confiança que depositam em mim; à minha amada noiva e futura esposa e mãe dos meus filhos, Joseane Helena, pelo apoio e paciência não somente ao longo do mestrado, mas por todos os momentos convividos. Não há nada que eu possa fazer e não ser absolutamente grato a vocês.

Índice

RESUMO	8
ABSTRACT	9
CONSIDERAÇÕES GERAIS	10
Apresentação e Objetivos	10
Localização e Fisiografia	10
Materiais e Métodos	11
Escopo da Dissertação	13
INTRODUÇÃO	14
GEOLOGIA REGIONAL	17
PETROGRAFIA	22
Unidade Ultramáfica	27
Unidade Máfica	32
Química Mineral	35
LITOGEOQUÍMICA	39
Elementos Maiores e Menores	42
Elementos Traço	45
Elementos Terras Raras	52
GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA	56
Sistema U-Pb	56
Sistema Sm-Nd	57
DISCUSSÕES	60
CONCLUSÕES	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
ANEXOS	
Anexo I – Localização e Litotipos estudados.	
Anexo II – Análises Químicas de Minerais: piroxênio, anfibólio, plagioclásio e serpentina.	
Anexo III – Análises Litogeoquímicas.	
Anexo IV – Análises Isotópicas: U-Pb e Sm-Nd.	

Índice de Figuras

Fig. 1 – Mapa de localização e vias de acesso	11
Fig. 2 – Classificação das Grandes Províncias Ígneas (LIPs)	14
Fig. 3 – Contexto geotectônico atuante durante o Arqueano	15
Fig. 4 – Domínios Tectônicos da Província Borborema (PB)	19
Fig. 5 – Mapa Geológico do Maciço São José do Campestre (MSJC)	21
Fig. 6 – Mapa Geológico da Intrusão Riacho da Telha (IRT)	23
Fig. 7 – Mapa de Pontos da Intrusão Riacho da Telha (IRT)	24
Fig. 8 – Fotografia Aérea da IRT	25
Fig. 9 – Fotografias macroscópicas de protolitos da Intrusão Riacho da Telha	26
Fig. 10 – Fotomicrografia de dunitos da Unidade Ultramáfica	28
Fig. 11 – Fotomicrografia de piroxenitos da Unidade Ultramáfica	30
Fig. 12 – Desenho esquemático da cristalização de minerais cumuláticos da Unidade Ultramáfica	32
Fig. 13 – Fotomicrografia de gabros da Unidade Máfica	33
Fig. 14 – Diagrama de química mineral de plagioclásios	35
Fig. 15 – Diagrama de química mineral de piroxênios	38
Fig. 16 – Diagrama de química mineral de anfibólios	39
Fig. 17 – Diagrama de afinidade química de Irvine e Baragar (1971)	42
Fig. 18 – Diagramas bivariantes mostrando a relação MgO versus elementos compatíveis e incompatíveis	43
Fig. 19 – Diagrama binário MgO (%) x Al ₂ O ₃ (%)	44
Fig. 20 – Diagramas binários para amostras da Unidade Ultramáfica (UUM)	45
Fig. 21 – Diagrama multielementar para amostras da Unidade Máfica (UM)	46
Fig. 22 – Diagramas binários para amostras da UUM	47
Fig. 23 – Diagramas de Razões Nb/Yb x Th/Yb e Nb/Yb x TiO ₂ /Yb	48
Fig. 24 – Diagramas de Razão La/Yb x Th/Ta	49
Fig. 25 – Diagrama de Razões Nb/Th x Zr/Nb e Zr/Y x Nb/Y	50
Fig. 26 – Diagramas de Razão Ti-V para amostras da UUM	51
Fig. 27 – Diagramas Tectônicos triangulares Ti/100-Zr-Yx3 e Ti/100-Zr-Sr/2 mostrando campos prováveis de formação dos protolitos ígneos	51

Fig. 28– Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR)	53
Fig. 29– Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) para amostras da UUM	55
Fig. 30 – Geocronologia U-Pb	56
Fig. 31 – Diagrama de Razões Isotópicas $1/\text{Nd} \times \epsilon\text{Nd} (3,08)$ e $\text{Sm}/\text{Nd} \times \epsilon\text{Nd}$	57
Fig. 32 – Diagrama de Geocronologia $\text{Sm}/\text{Nd} \times \text{Nd}/\text{Nd}$	59

Índice de Tabelas

Tab. 1 – Análises de química mineral. Valores globais	36
Tab. 2 – Análises litogeoquímicas	40
Tab. 3 – Análises de Elementos Terras Raras	54
Tab. 4 – Análises isotópicas de Sm-Nd	58

Resumo

O Maciço São José do Campestre, localizado na porção setentrional da Província Borborema, corresponde a núcleo arqueano formado por intrusões de rochas máficas e ultramáficas de 3,2 a 2,9 Ga, encaixadas em ortognaisses e supracrustais de até 3,5 Ga, polimetamorfizados e polideformados por eventos desde o Arqueano até o Neoproterozóico. A grande quantidade de rochas máfico-ultramáficas nesse Maciço se mostra adequado para estudos do manto e da evolução tectônica do Arqueano.

O presente estudo baseou-se na análise petrográfica, geoquímica e geocronológica do complexo máfico-ultramáfico de Serra da Telha. O corpo principal, de aproximadamente 2 km de extensão, aflora próximo às margens do Rio Potengi, alongado segundo a direção NW. O mapeamento detalhado caracteriza o corpo como um complexo acamadado formado por duas unidades.

A principal corresponde à Unidade Ultramáfica (UUM) com grande variação composicional e textural. A UUM é composta por peridotitos e piroxenitos, sendo que os primeiros são em geral cumuláticos e variam de dunitos serpentinizados a wherlitos e lherzolitos, predominando os dois primeiros tipos. Duas fases intercumulus importantes são visualizadas, os plagioclásios, basicamente anortita, e os opacos, principalmente magnetita e ilmenita. Nos piroxenitos predominam clinopiroxenitos e websteritos faneríticos médios, embora possam ser encontrados cumulados, sobretudo de ortopiroxenitos.

A Unidade Máfica (UM) está localizada na porção oeste do corpo e é litologicamente mais homogênea. Composto a UM são verificados essencialmente gabros e dioritos faneríticos médios com arranjos diablásticos, foliação incipiente e bandamentos métricos. Uma característica marcante em todas as amostras da UM é a ausência de ortopiroxênio e olivina.

Embora as seqüências não sejam individualizadas de forma abrupta, mas sim por uma transição gradacional, próximo ao contato há cromitito disseminado, indicando elevado potencial metalogenético.

A interpretação dos dados litogeoquímicos caracteriza a origem das intrusões como sendo de fontes magmáticas heterogêneas e com complexa evolução, não originados por magmas cogenéticos. A associação toleítica-komatítica encontrada sugere derivação de manto primitivo, gerando magma levemente enriquecido do tipo MORB transicional, verificado por padrão retilíneo pouco enriquecido em ETR. O processo magmático predominante é a cristalização fracionada, sendo bem marcada em diagramas de Harker, os quais mostram dois intervalos composicionais distintos, um referente às rochas da UM e outro da UUM. Além do ambiente proposto, a geoquímica e os isótopos permitem inferir que as amostras fazem parte de um complexo arqueano, com idade de 3,08 Ga obtida por U-Pb em amostra de gabro. Os isótopos de Nd mostram evidências de magma primitivo com pouca contaminação crustal, demarcada por valores de ϵ_{Nd} positivos. Finalmente, os dados litogeoquímicos indicaram, além de Cr, pequenas anomalias de Cu, Au e Ni.

(Abstract)

The São José do Campestre Massif is located in the northern part of the Borborema Province and corresponds to an Archaean nucleus (3.2 to 2.9 Ga) formed of among other rock types, by mafic-ultramafic intrusions hosted in orthogneiss and supracrustal rocks (>3.5 Ga) which underwent several deformation and multi-metamorphosed and multi-deformed metamorphic events from Archaean to Neoproterozoic times. The large amounts of mafic and ultramafic rocks in the São José do Campestre Massif present useful opportunities for study the tectonic evolution of the Archaean block.

This work is based on petrographic, geochemical and geochronological data of the Serra da Telha Mafic-Ultramafic Complex. The main mafic-ultramafic body is ca. 2km and crops out near of the Potengi River, striking NW-SE. The detailed geological mapping characterized the body as a layered complex formed of a Ultramafic Unity (UUM) and a Mafic Unity (UM).

The main rock unity is the Ultramafic Unity (UUM), which has a large range of compositional and textural variations. The UZ is composed of peridotites and pyroxenites. The peridotites have generally cumulate texture and vary from serpentinized dunites to wherlites predominantly, with subordinate lhezorlites. Two main intercumulus phases were defined, plagioclase (mainly anortite), and the opaque minerals (mainly magnetite and ilmenite). In the pyroxenites, clinopyroxenite and medium-grained websterite predominate, although cumulate orthopyroxenite can also be found.

The UM is located makes the western part of the body and is composed essentially of medium-grained gabbro weakly foliated and banded diorite. A remarkable feature in UM samples in is the absence of orthopyroxene and olivine. Although there are no abrupt transition between both unities is gradual marked by disseminated chromite near the contact, indicating high metallogenic potential.

Litho-geochemical data suggest complex evolution of the intrusion, involving non-cogenetic magmas from heterogeneous magma sources. The tholeiitic-komatiitic association suggests slightly enriched transitional MORB-type magmas derived from primitive mantle, as indicated by straight REE patterns and LREE-enriched values. The predominant magmatic process is fractional crystallization, well displayed in Harker diagrams. They show two distinct compositional intervals, corresponding to UM and UUM rocks. U-Pb zircon data of a gabbro sample set the age of 3.08 Ga for the intrusion. Nd isotopic data show little crustal contamination of a primitive magma with positive ϵ_{Nd} values. Litho-geochemical data also indicate the presence of chromium and small anomalies of copper, gold and nickel.

Considerações Gerais

Apresentação e Objetivos

O alto fluxo de calor durante o Arqueano (> 2.5 Ga) foi responsável pela geração de grande quantidade de rochas máficas e ultramáficas nesse éon da história da Terra. Entender as fontes mantélicas envolvidas na geração de grandes províncias ígneas (LIPs – *large igneous province*) é um dos temas que tem gerado atenção e debate na literatura internacional nos últimos anos. Complexos máfico-ultramáficos acamadados arqueanos podem ter origem associada a distintos contextos tectônicos, bem como estar associados a diferentes regimes de colocação, distensivos ou compressivos.

Esta dissertação objetiva o estudo da ocorrência de associação máfico-ultramáfica acamadada, denominada de Intrusão Riacho das Telhas (IRT), que ocorre no núcleo arqueano do Maciço São José do Campestre (MSJC), na Província Borborema, nordeste do Brasil. O foco do trabalho é a caracterização de um pequeno corpo localizado a 50 km a oeste de Natal, na Fazenda Telhas, nas margens do Rio Potengi. A dissertação inclui a descrição das principais características petrográficas e a litogeoquímica das unidades de mapeamento presentes neste corpo de rochas máficas e ultramáficas. Além disto, o trabalho é acompanhado de estudo isotópico pelo método Sm-Nd e datação absoluta pelo método U-Pb em zircão, visando contribuir para o entedimento das principais características petrogenéticas do manto arqueano nesta porção da Província Borborema e como este magmatismo pode ser relacionado aos modelos mundiais de evolução de LIPs no Arqueano. Será discutida a evolução de suítes de rochas arqueanas associadas a fontes oceânicas, tais como cadeias meso-oceânicas, arcos de ilhas e platôs oceânicos em *greenstone belts*. Alternativa a ser discutida é a possibilidade de que as rochas máfico-ultramáficas sejam originadas em contexto intraplaca continental formada por ascensão magmática em zonas de fraqueza.

A escolha desta intrusão para ser o objeto da dissertação é devido à boa preservação das características ígneas de seus protólitos. Isso permite utilizá-lo em estudos de petrografia, geoquímica e isótopos, com o intuito de melhor compreender processos envolvidos na evolução magmática dessas rochas intrusivas.

Localização e Fisiografia

A IRT está localizada entre os municípios de Ielmo Marinho e Santa Maria, sudeste do estado do Rio Grande do Norte, na região Nordeste do Brasil, distante aproximadamente 90 km a WSW de Natal, capital do estado. O corpo é acessado pela Rodovia Federal BR-304, próximo à ponte sobre o Rio Potengi (Fig. 1).



Fig. 1 – Localização e vias de acesso à IRT, indicada pela marca azul em forma de gota. O trajeto até o corpo, também em azul, tem origem a partir de Natal. Imagem extraída do *software* GoogleMaps.

O contexto regional do MSJC corresponde a uma estrutura dômica, onde o núcleo arqueano é bordado por rochas paleoproterozóicas (Dantas, 2009; Dantas, *et al.*, 2004). Devido a essas características geológicas, a fisiografia da região do núcleo é dominada por terreno pouco acidentado, com pequenos morrotes.

Materiais e métodos

O mapeamento geológico detalhado do corpo foi realizado pela de afloramentos, incluindo descrições petrográficas em amostras de mão, complementadas posteriormente pela descrição de lâminas delgadas, sendo algumas polidas, todas confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB).

Depois de confeccionadas, as lâminas delgadas foram estudadas em microscópio de luz transmitida para identificação de minerais silicatados e de luz refletida para caracterização de minerais não-silicáticos (opacos) como óxidos e sulfetos. Além da caracterização mineralógica, foram considerados aspectos texturais e estruturais das rochas, importantes para definir aspectos primários, bem como o grau de deformação e a tectônica atuante sobre os protolitos.

A partir do mapeamento e posterior descrição das amostras, foram escolhidas as amostras utilizadas para litogeoquímica, química mineral e análise isotópica de Sm-Nd e U-Pb. Para litogeoquímica foram selecionadas 20 amostras, das quais 16 de protolitos ultramáficos e 4 de composições máficas. A química mineral foi realizada em 4 amostras, 2 máficas e 2 ultramáficas. Para estudos geocronológicos de U-Pb foi utilizada uma amostra de gabro e para o sistema Sm-Nd foram realizadas análises em 13 amostras, sendo 1 em rocha máfica e 12 em ultramáficas.

A geoquímica de rocha total foi realizada pelo laboratório *Acme Analytical Laboratories*, no Canadá, com o intuito de determinar os valores de elementos maiores, menores, traço e elementos terras raras (ETR). Para isso as amostras foram submetidas a calcinação a 1.000°C para perda de voláteis até manutenção do peso e após foi realizada fusão com Tetraborato de Lítio e os íons dos elementos maiores captados por Fluorescência de Raios-X (FRX) ou por ICP-AES, enquanto os demais, menores, traço e terras raras por ICP-MS. Os gráficos utilizados nesse capítulo foram todos confeccionados por meio do programa IgPet.

Os dados de química mineral (microsonda) foram obtidos no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de São Paulo (USP). Foram analisados feldspato, piroxênio e anfibólio, sempre que possível nas bordas e nos núcleos dos grãos. As análises foram realizadas pela microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8600, equipada com cinco espectrômetros, com cristais STE/TAP, TAP/PET, PET/LIF, PET/LIF e PET/LIF. Os valores absolutos (quantitativos) foram feitos utilizando o sistema de análises automatizado *Voyager (NORAN Instruments)*, nas condições de rotina de voltagem de aceleração 15 kV e corrente do feixe eletrônico 20 nA. O diâmetro de feixe incidente foi de 10 a 5 µm para plagioclásio e de 5 µm para piroxênio e anfibólio. Erros analíticos de ± 2% para os elementos maiores e ± 5% para os elementos menores são os máximos valores estimados.

A fórmula estrutural dos minerais foi recalculada por meio do programa MinPet 2.02 (Richard, 1995). Este programa adota os critérios da *International Mineralogical Association (IMA)*. Os gráficos gerados também foram confeccionados a partir de MinPet 2.02. Os métodos utilizados pelo programa para recálculo de piroxênio são os de Yoder e Tilley (1962) e Cawthorn e Collerson (1974), calculados com base em 6 oxigênios e 4 cátions, além de valores de Fe³⁺ corrigidos a partir de balanço de carga, enquanto para anfibólio utilizou-se o recálculo de Richard e Clarke (1990), no qual cátions são reajustados para um total de 15 íons (15-NK), exceto Na e K, ou são recalibrados para 13 íons (13-CNK), excluindo-se Ca, Na e K.

A análise isotópica de U-Pb foi realizada em cristais de zircão de amostra de diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio. Os cristais de zircão foram extraídos a partir do processo de moagem da amostra macroscópica, concentrados por meio de bateamento e escolhidos aleatoriamente no espaço amostral. Após essa etapa, os grãos foram submetidos à análise de ionização termal e diluição isotópica em espectrômetro de massa (ICP/MS). Todas as etapas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do IG/UnB e seguiram as metodologias desenvolvidas por Gioia e Pimentel (2000), Bühn *et al.* (2009) e Matteini *et al.* (2009).

Os grãos de zircão foram ionizados gerando uma solução mista de ²⁰⁵Pb-²³⁵U e após isso os elementos U e Pb foram separados, utilizando procedimentos próprios do Laboratório de Geocronologia do IG/UnB. As incertezas nos cálculos e teores derivados da medição em ICP/MS são da ordem de ±0,5%. Isótopos radiogênicos de Pb foram corrigidos para valores originais de isótopos radiogênicos segundo o modelo para a idade aproximada da amostra de

Stacey e Kramers (1975). As constantes de decaimento usadas foram as de Steiger e Jager (1977) e são de $0,155125 \times 10^{-9}$ por ano para ^{238}U e $0,98485 \times 10^{-9}$ por ano para ^{235}U . Os dados ^{207}Pb - ^{235}U e ^{206}Pb - ^{238}U de 40 análises foram corrigidos e lançados em um diagrama convencional de “curva concórdia” usando o programa ISOPLOT.

As análises isotópicas de U-Pb usando os procedimentos analíticos descritos por Bühn *et al.* (2009) e Matteini *et al.* (2009) utilizaram dois padrões internacionais de zircão. Segundo a metodologia descrita pelos autores, o padrão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) foi usado como amostra padrão para balanço de massa e correção de desvios. O fator de correção resultante de cada amostra é procedente da posição relativa entre 4 análises, sendo duas referentes ao padrão e duas em branco (Albarède *et al.*, 2004). Já o padrão Temora2 (Black *et al.*, 2004) foi rodado no início e no fim de cada sessão analítica, apresentando acurácia em torno de 2% e precisão por volta de 1% (1σ). Os erros analíticos foram propagados pela soma quadrática de incerteza externa observada para os padrões de reprodutibilidade e precisão de cada análise desconhecida. Além disso, cristais de zircão com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 1.000 foram excluídos das análises.

O sistema isotópico Sm-Nd, também analisado no Laboratório de Geocronologia do IG/UnB, utilizou fração de pó de rocha atacada por ácidos como HNO_3 , HF e HCl a alta temperatura. O fragmento moído, junto com os ácidos, foi inserido em cápsulas de Savilex, mantidas para secagem para evaporação de voláteis e levados para passagem por colunas catiônicas em distintos contextos de acidez, visando separar os dois elementos. Após o procedimento de preparo, as amostras foram submetidas à análise quantitativa por meio de espectrometria de massa por ionização térmica (TIMS). A metodologia utilizada é descrita por Gioia e Pimentel (2000). Os valores de referência de ϵ_{Nd} (t) foram calculados para a idade obtida pela amostra EB-12 (diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio datado pelo método U-Pb).

Escopo da Dissertação

A presente dissertação foca no estudo de um corpo de um complexo máfico-ultramáfico acamadado localizado na região do Maciço São José do Campestre-RN, na Província Borborema, nordeste do Brasil.

O presente estudo é baseado no mapeamento detalhado de um corpo de aproximadamente 2 km de extensão, alongado segundo a direção NW, constituído de rochas máfico-ultramáficas, intrusivas em gnaisses encaixantes de 3.2 Ga. O estudo envolveu descrição petrográfica das principais unidades de mapeamento reconhecidas em campo, com caracterização mineralógica e de química mineral das principais fases. Estudos petrogenéticos baseados em litogeoquímica e geologia isotópica são usados para determinar as fontes mantélicas envolvidas na geração deste magmatismo, bem como a datação absoluta do complexo.

A dissertação será a base para um artigo científico a ser submetido a periódico internacional.

Introdução

Um dos assuntos de maior debate na historia da Terra, é entender o manto arqueano e as fontes envolvidas na geração de rochas máficas e ultramáficas nesse éon. Independente do contexto tectônico, magmas arqueanos são enriquecidos em MgO e podem compor rochas de filiação toleítica-komatítica, consideradas valiosas fontes para estudos das composições físicas e químicas do manto (Anhaeusser, 2001). Além disso, os magmas arqueanos podem estar associados com províncias de imenso volume de magmatismo, formadas em pequenos períodos de tempo, e por isso podem formar as denominadas LIPs (*large igneous provinces* – Grandes Províncias Ígneas). A presença de LIPs no Arqueano permanece uma questão em aberto e tem sido reportada em recentes artigos na literatura (Bryan e Ernst, 2008; Dilek e Ernst, 2008), podendo ser formada em distintos contextos tectônicos, como evidenciam Bryan e Ernst (2008) e Coffins e Eldholm (1994) (Fig. 2).

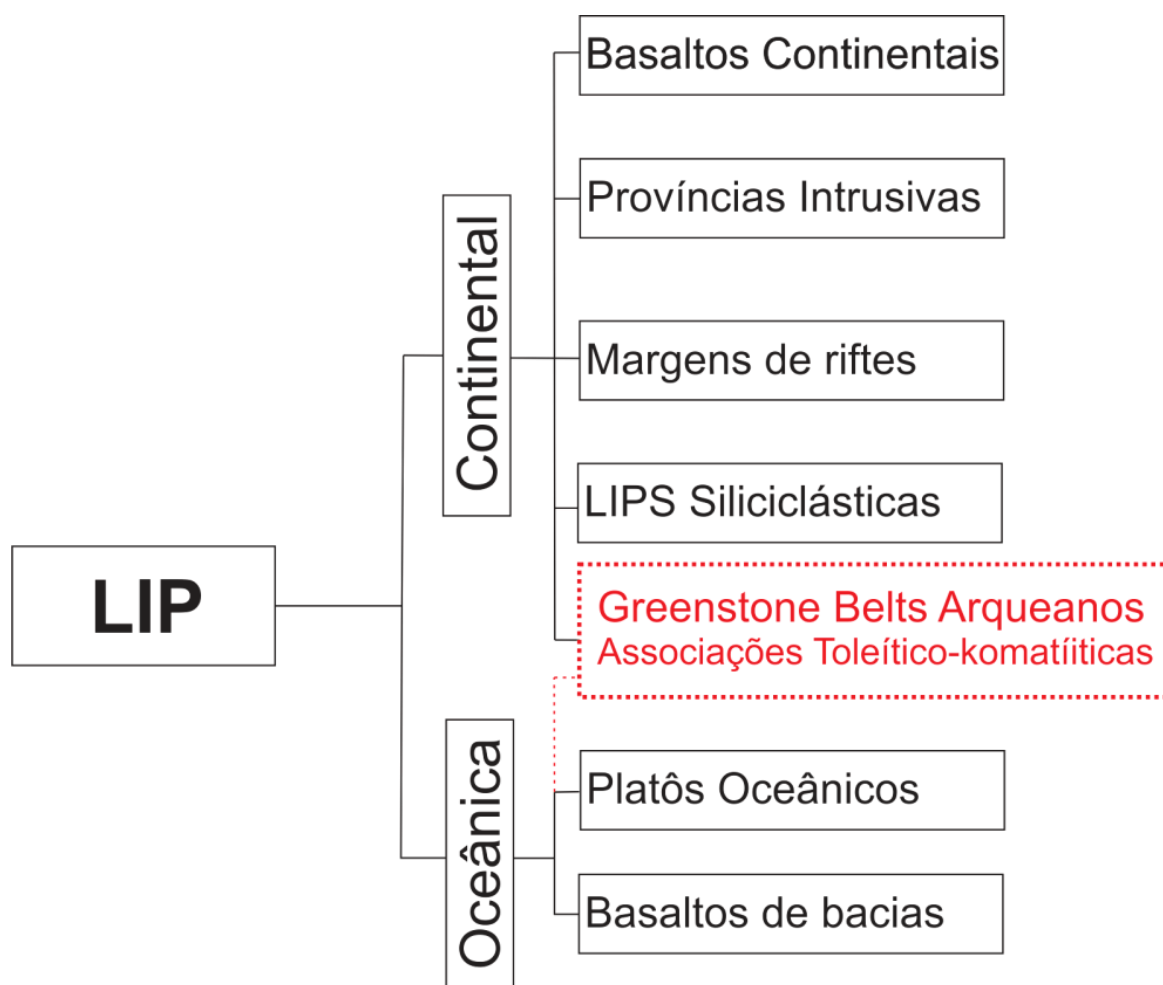


Fig. 2 – Classificação das Grandes Províncias Ígneas (LIPs) modificada a partir da revisão de Bryan e Ernst (2008) e Coffins e Eldholm (1984). Em destaque, a possibilidade de existência de LIPs arqueanas, formadas por associações toleítico-komatíticas.

Em geral, rochas vulcânicas máficas e ultramáficas arqueanas, sobretudo as existentes em áreas de *greenstone belts*, são interpretadas como formadas em diferentes contextos tectônicos, tais como cadeias meso-oceânicas, platôs oceânicos e arcos de ilhas oceânicas (Wyllie, 1967, Storey *et al.*, 1991; Arndt, 1994; Polat *et al.*, 1998; Pearce, 2008). Contudo, possivelmente as mais estudadas se refiram aos complexos máfico-ultramáficos acamados, seja por sua abundância e importância para compreensão do Arqueano, seja pelo potencial metalogenético (Glikson e Jahn, 1985). Estes complexos, originados principalmente a partir de fontes magmáticas basálticas toleíticas subalcalinas (Arndt, 1994), constituem associações que podem ser formadas em diferentes contextos tectônicos, muitas vezes com diferenças significativas de seus equivalentes modernos (Fig. 3).

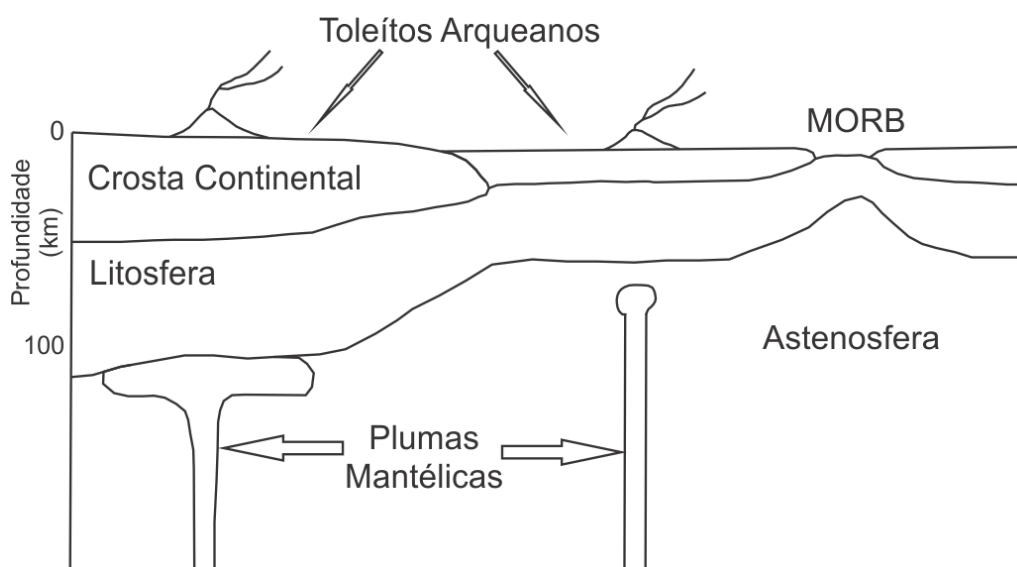


Fig. 3 – Contexto geotectônico arqueano. Modificado de Arndt *et al.* (1997).

Complexos acamados intraplaca, bem como os basaltos continentais ou CFB (*continental flood basalts*), são gerados pela influência de pluma mantélica localizada abaixo de crosta continental já consolidada e comumente formam associações do tipo gabro-norito-peridotito (Wyllie, 1967). Cox (1980) propõe que, embora a câmara magmática se forme no limite crosta-manto, de forma semelhante aos ofiolitos, o magma teria origem mantélica.

Complexos acamados máfico-ultramáficos são derivados de magma parental de natureza basáltica, principalmente por cristalização fracionada (Wyllie, 1967). Em termos geoquímicos podem ser alcalinos, olivina toleítos ou quartzo toleíto com conteúdo médio de 52% de SiO_2 e #Mg de 55 (Thompson 1983). Estudos isotópicos e petrogenéticos envolvidos na geração destes magmas sugerem quantidades variáveis de contaminação crustal do magma mantélico, bem como a atuação de processos de fusão de litosfera enriquecida, mistura de fusões de fontes litosféricas e astenosféricas e/ou a combinação entre estes processos (Philpotts, 1990).

Em contraposição aos complexos acamadados intracontinentais, magmas gerados em platôs oceânicos e ofiolitos compõem exemplos de crosta oceânica derivados da ascensão de líquidos magmáticos máficos mantélicos.

Platôs são espessamentos na crosta oceânica, gerados por intenso magmatismo basáltico. Além de espessos, são de grande continuidade lateral e em geral são acompanhados por grande número de diques. Os platôs podem ser originados em distintos contextos: intraplaca oceânica ou arcos de ilha. Formados principalmente por sequências de erupções rápidas quando uma nova pluma mantélica ascende até a base da litosfera (Richards, *et al.*, 1989; Duncan e Richards, 1991; Davies e Richards, 1992), os platôs intraplaca oceânicos são os análogos modernos dos *greenstone belts* arqueanos, de afinidade toleítica-komatiítica, estes derivados de plumas em uma litosfera mais delgada (Arndt *et al.*, 1994). Por sua vez, platôs originados em arcos de ilha apresentam afinidade geoquímica variável, sendo primeiro originados magmas toleíticos e posteriormente calci-alcalinis, ambos de baixo potássio devido ao fato de não envolver participação de crosta continental (Kerrick e Wyman, 1996).

Maximizando características de E-MORB's e de arcos de ilhas, os complexos intraplaca oceânicos do tipo OIB compõem a outra possibilidade de formação de platôs oceânicos, derivados, no entanto, de plumas mantélicas. Pelo fato de serem gerados a grandes profundidades, embora apresentem maiores intervalos composicionais que MORB's devido à diferenciação da câmara magmática, contêm altas concentrações em elementos incompatíveis, podendo ser de filiação toleítica ou alcalinos, novamente sendo os magmas toleíticos os primeiros a serem originados (Kerrick e Wyman, 1996). Derivados de fontes com granada, apresentam padrões empobrecidos em ETRP (elementos terras raras pesados). Embora OIBs sejam originados, assim como os MORBs, de magmas primários formados em altas pressões, na base da litosfera oceânica, em profundidade maior ou igual a 60 km, são geralmente ricos em FeO e pobres em Al_2O_3 . Por outro lado, os magmas basálticos tipo MORB são gerados próximos à superfície e têm alto Al_2O_3 e baixo FeO (Philpotts, 1990).

Segundo Condie (1985), a maior parte de toleitos arqueanos de baixo K foi formada em ambientes de arco de ilhas e, embora suítes derivadas desse contexto sejam composicionalmente mais diversificadas (Winter, 2001), o alto teor de sílica, baixo conteúdo de incompatíveis, moderado de compatíveis, padrões horizontalizados e pouco enriquecidos em ETRL são coincidentes. Além destas características, concentrações elevadas de MgO, Ni e Cr em rochas de arcos arqueanos são atribuídas aos elevados graus de fusão parcial da cunha mantélica durante a subducção da crosta oceânica, a qual era mais aquecida que as equivalentes modernas.

Arndt (2004) afirma que os magmas komatiíticos são formados em profundidade a partir de fusão parcial do manto, sendo a maior parte oriunda de plumas mantélicas que iniciam a fusão após a passagem da transição entre o manto inferior e o manto superior. Seguindo seu trajeto, o magma tem tendência a assimilar cristais por causa da turbulência dos fluxos,

gerados pela baixa viscosidade do líquido e pelo calor, cuja eficiente condutividade térmica transferida para as encaixantes gera canais de erosão termal (Nisbet, 1982; Huppert *et al.*, 1984; Huppert e Sparks, 1985).

Outro fato importante é que em komatiítos menos magnesianos a textura e composição são muito semelhantes a toleítos arqueanos (Arndt *et al.*, 1993) e em alguns casos é muito difícil distinguí-los por feições texturais ou de campo, tornando-se inviável essa diferenciação. Nesse contexto, os *greenstone belts* arqueanos, originados por múltiplos pulsos de afinidade toleítica-komatiítica são os principais representantes de LIPs arqueanas (Bryan e Ernst, 2008) e embora sejam platôs oceânicos obductados não produzidos em zonas de subducção, em geral apresentam evidências geoquímicas de contaminação crustal (Kent *et al.*, 1996; Tomlinson e Condie, 2001; Bryan e Ernst, 2008).

Este trabalho visa o estudo de um complexo máfico-ultramáfico acamadado, localizado na Província Borborema, nordeste do Brasil. Para isso serão abordados os itens de petrografia, de litogeoquímica e de geoquímica isotópica de um corpo de aproximadamente 2 km de extensão, alongado segundo a direção NW. A petrografia objetivou a caracterização mineralógica e de química mineral, enquanto as demais ferramentas foram utilizadas para estudos petrogenéticos visando determinar fontes mantélicas e processos magmáticos envolvidos na geração do corpo, bem como determinar sua idade de formação.

Geologia Regional

A Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1977, 1981), corresponde a segmento crustal de mais de 450.000 km², moldado pela orogenia Brasileira-Pan-Africana em 700-540 Ma. Formada como resultado da convergência entre os crátons Amazônico, Oeste Africano-São Luis e São Francisco-Congo, a província inclui ainda outros blocos antigos e arcos, consolidados em períodos pré-brasilianos (Dantas *et al.*, 2004; Van Schmus *et al.*, 2008).

A Província Borborema é dividida em diversos domínios litotectônicos, individualizados por complexo sistema de sinuosas e ramificadas zonas de cisalhamento predominantemente transcorrentes dextrais (Brito Neves *et al.*, 1975; Caby *et al.*, 1991; Vauchez *et al.*, 1995). A complexidade dos domínios deve-se à colagem de pequenos fragmentos crustais arqueanos, alto dos embasamentos gnáissicos paleoproterozóicos e sequências vulcano-sedimentares de idade mesoproterozóica a neoproterozóica. O conjunto é intrudido por plutóns granitóides brasilianos sin- a tardi-tectônicos (Van Schmus *et al.*, 1995).

A província é limitada a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba e os demais limites são por sedimentos costeiros e das bacias interiores, Potiguar, Tucano-Jatobá, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas (Brito Neves *et al.*, 2000). Segundo diversos autores, entre eles Caby (1989), Trompette (1994), Toteu *et al.* (1994), Brito Neves *et al.* (2000), Arthaud *et al.* (2008), Santos *et al.* (2008), e Van

Schmus *et al.* (2008), a Província Borborema apresenta uma contraparte situada na África, entre o norte do Togo e o sul do Gabão. Esta continuidade tectônica da Província inclui domínios e cinturões móveis da África Central.

As maiores estruturas existentes na província são os lineamentos que correspondem às zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, as quais compartimentam o segmento crustal em grandes domínios, a saber: Domínio Norte, Domínio Central e Domínio do Sul (Brito Neves *et al.*, 2000). Dentre os domínios de 2ª ordem, nota-se os domínios Médio-Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Central (ou Zona Transversal), e Sul ou Sudeste (Santos, 1996; Brito Neves *et al.*, 2000) (Fig. 4). Destes, somente o do Rio Grande do Norte será abordado, por incluir a área de estudo.

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN), localizado na porção NE da província, ocupa área de mais de 150.000 km² e é individualizado pelos Lineamentos Patos a sul e Senador Pompeu a noroeste, além de estar encoberto a norte pela Bacia Potiguar e a norte e a leste por sedimentos costeiros cenozóicos (Brito Neves *et al.*, 2000). Tectonicamente, inclui subdomínios ou pequenas zonas tectônicas que atuaram como um único bloco desde o Paleoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 2000). No extremo sul do domínio, há o Complexo Granjeiro e ao norte deste, de oeste para leste, pode-se distinguir o Cinturão Jaguaribeano-Encanto (ou Complexo Jaguaribe) e seu embasamento localizado entre os lineamentos Senador Pompeu e Portalegre, o Maciço Rio Piranhas, a Faixa Seridó e seu embasamento, além do Maciço São José do Campestre, área do presente projeto, localizado no extremo leste do domínio.

Os núcleos arqueanos correspondem a pequenas áreas dispersas na Província Borborema. Valores de ϵ_{Nd} negativos indicam que houve o envolvimento de crosta siálica antiga derivada de manto enriquecido (Brito Neves *et al.*, 2000), a qual foi intensamente retrabalhada em diferentes níveis crustais durante eventos tectônicos sucessivos, desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico (Jardim de Sá, 1994; Dantas, 1997). Neste contexto, destacam-se os três complexos arqueanos localizados no Domínio Rio Grande do Norte, que são o Complexo Granjeiro, Complexo Patos-Cajazeiras e o Maciço São José do Campestre.

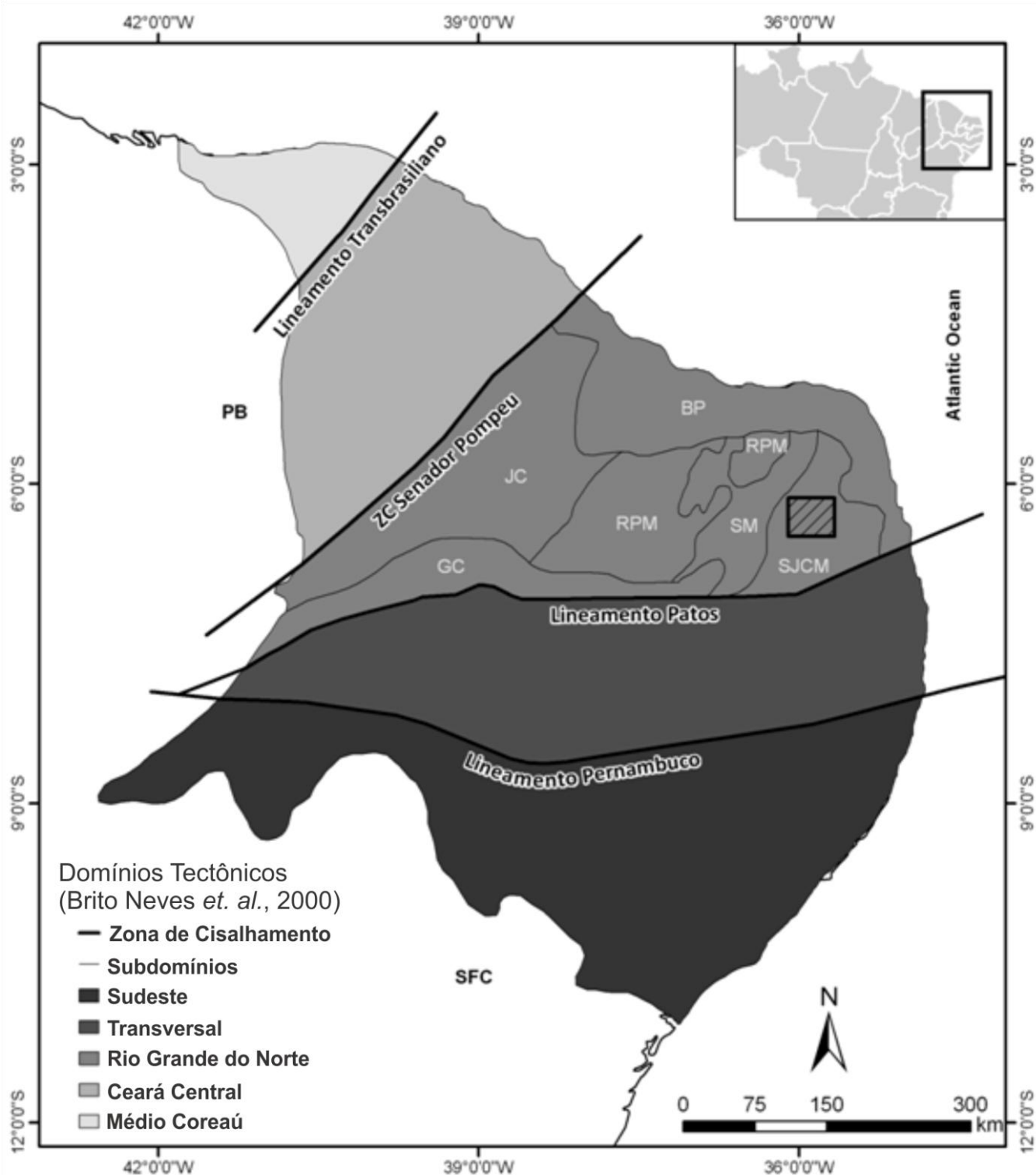


Fig. 4 – Domínios tectônicos da Província Borborema. No Domínio Rio Grande do Norte são mostrados ainda os subdomínios: SJCM (Maciço São José do Campestre), SM (Faixa Seridó), RPM (Maciço Rio Piranhas), JC (Complexo Jaguaribe), GC (Complexo Granjeiro) e BP (Bacia Potiguar). Unidades tectônicas adjacentes à Província Borborema: SFC (Cráton São Francisco) e PB (Bacia do Parnaíba). Modificado de Brito Neves *et al.*, 2000. Em destaque é mostrada a área de trabalho.

O Maciço São José do Campestre (Fig. 5), localizado na parte leste do DRN e inicialmente denominado por Brito Neves (1983) de Maciço Caldas Brandão/São José do Campestre, constitui a mais antiga crosta siálica da Plataforma Sul-americana (Dantas, 1997; Brito Neves *et al.*, 2000, Dantas *et al.*, 2004). A evolução tectônica do maciço que ocupa forma dômica com área de mais de 6.000 km², consiste em larga massa continental formada por aglomeração e retrabalhamento de fragmentos crustais que cresceram de forma independente e posteriormente foram amalgamados no Paleoproterozóico (Dantas *et al.*, 2004).

O núcleo do maciço compõe-se de ortognaisses, gnaisses migmatíticos, granulitos, granitóides de composição granítica e sienogranítica e sequências máfico-ultramáficas acamadadas. Localizados na porção central do maciço, gnaisses tonalíticos de Bom Jesus apresentam idade U-Pb de 3,5 a 3,4 Ga e correspondem às rochas mais antigas do bloco arqueano. O terreno TTG Complexo Presidente Juscelino possui idades-modelo de até 3,6 Ga, mas foi cristalizado em 3,25 Ga (Dantas *et al.*, 2004). Por outro lado, os complexos intrusivos máficos e ultramáficos (complexos Senador Elói de Souza e Riacho da Telha) são indicativos de magmatismo básico do Paleo- e Mesoarqueano, com idades modelo T_{DM} de até 3,9-3,7 Ga, e idades absolutas obtidas em zircão pelo método U-Pb em torno de 3,0 Ga, interpretadas como relacionadas à idade de cristalização dos complexos (Dantas, 2009).

Os valores de ϵ_{Nd} negativos (-2 a -4) obtidos em tonalitos do bloco TTG no Complexo Presidente Juscelino (Dantas, 1997, Dantas *et al.*, 1998) indicam contribuição de crosta retrabalhada e juvenil, mas sugerem envolvimento de crosta paleoarqueana em sua gênese, ou derivação de manto enriquecido com idade acima de 3,5 Ga, embora não tenham sido encontrados grãos detríticos ou xenocristais de zircão com idades acima destes valores (Brito Neves *et al.*, 2000).

O episódio de formação de crosta juvenil é bem marcado pelo Complexo Presidente Juscelino e ocorreu no Mesoarqueano, em 3,25 Ga, sucedido por formação de trondhjemitos do Complexo Brejinho em 3,17 Ga (Dantas *et al.*, 2004). Após isto, evento ocorrido em 3,03 Ga marca a formação das rochas gabróicas e anortosíticas do Complexo Senador Elói de Souza, intrusivos ao longo de descontinuidade sinistral de direção SE-NW. O último pulso de magmatismo no MSJC é dado por sienogranitos com idades de 2,7 Ga (Dantas *et al.*, 2004).

As rochas que prevalecem ao redor do núcleo arqueano são gnaisses paleoproterozóicos, datados entre 2,15 e 2,0 Ga, indicando colagem heterogênea de distintos complexos gnáissicos amalgamados (Dantas *et al.*, 2004), e contêm assinatura isotópica com valores de ϵ_{Nd} negativos, com T_{DM} que chega a 2,5-2,6 Ga (Van Schmus *et al.*, 1995; Dantas, 1997; Dantas *et al.*, 2004).

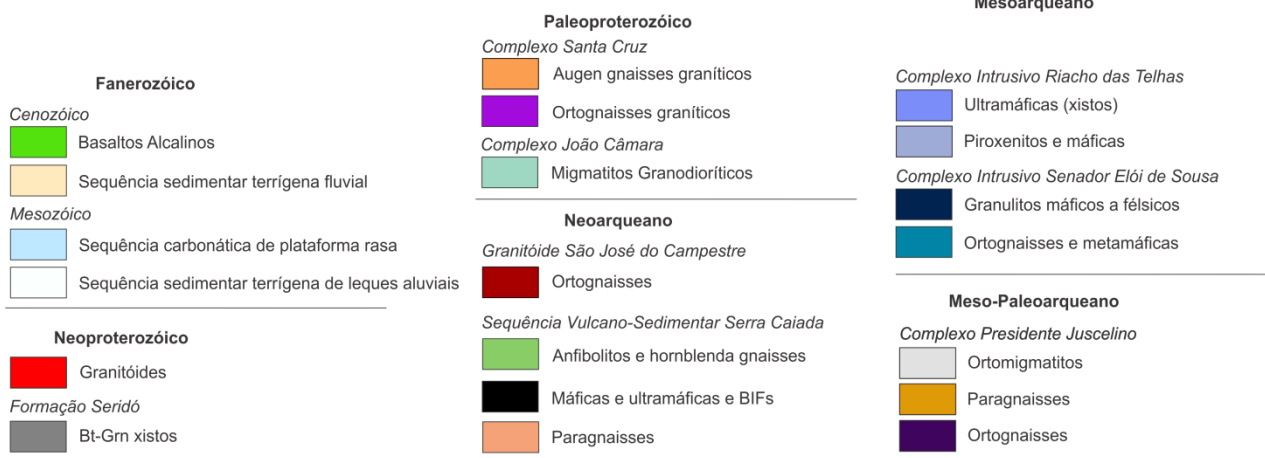
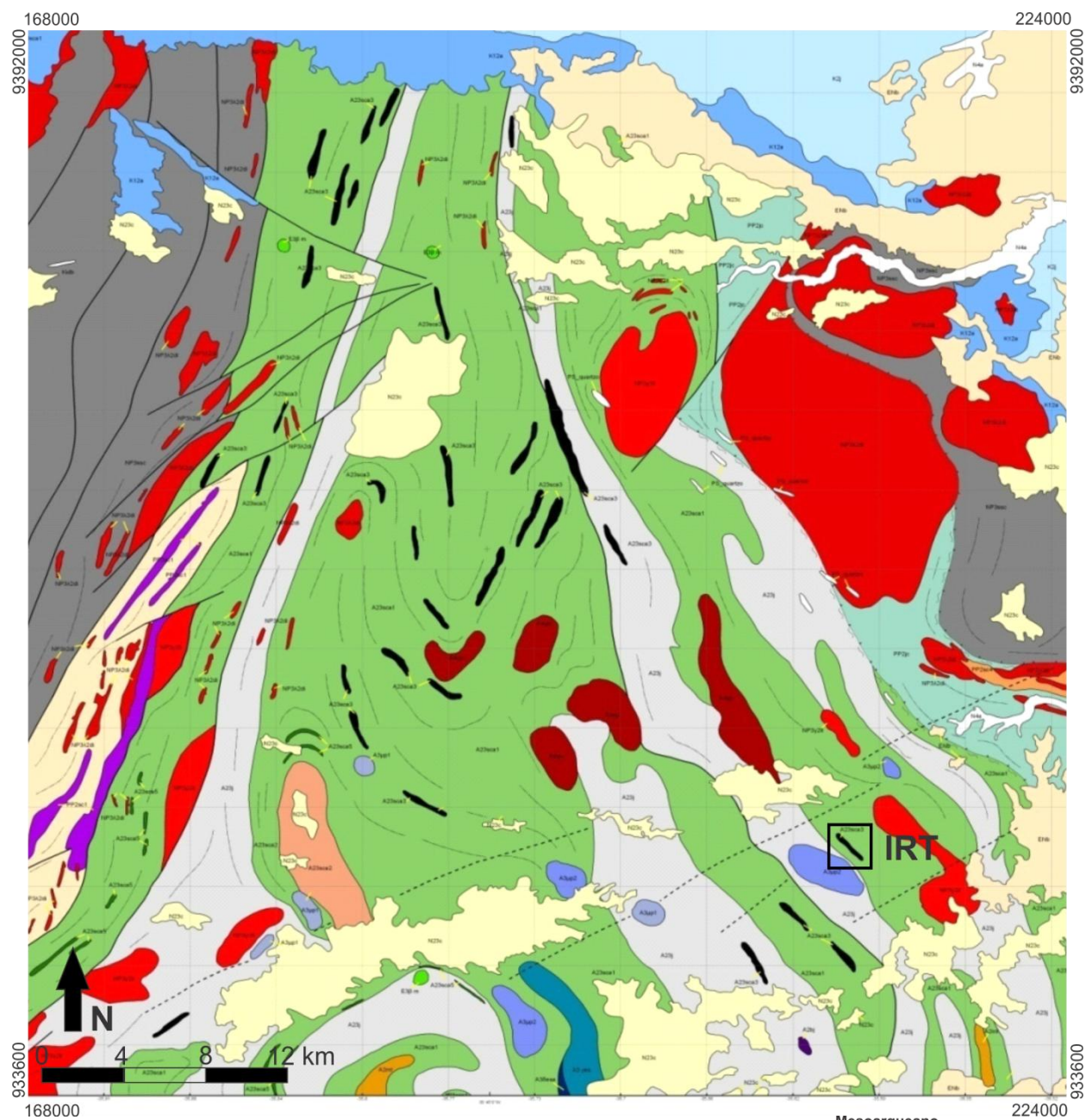


Fig. 5 – Maciço São José do Campestre e unidades tectônicas. Extraído de Dantas e Roig (2010). Em destaque é mostrada a área de trabalho.

Todas estas unidades foram envolvidas na Orogenia Brasileira, gerando grande quantidade de migmatitos e são intrudidas por granitoides entre 620 e 580 Ma nas zonas de fraqueza geradas pelas zonas de cisalhamento brasileiras ou reativadas neste evento (Dantas *et al.*, 2004).

As correlações de fragmentos antigos com crátons existentes na América do Sul são bastante difíceis, mas este fragmento continental arqueano é desenvolvido em uma trama paleoproterozóica, possibilitando a interpretação de que lascas tectônicas foram arrancadas de uma massa arqueana maior durante o Paleoproterozóico (Dantas *et al.*, 2004).

Petrografia da Intrusão Riacho da Telha

A intrusão Riacho da Telha (IRT) (Figs. 6, 7 e 8) representa um complexo acamadado alongado de direção NW em contato com ortognaisses do núcleo arqueano do MSJC. As encaixantes são gnaisses de composição tonalítica a granítica, localmente migmatizados, mostrando bandamento métrico. O mapeamento de superfície não permite estimar a espessura estratigráfica da associação máfico-ultramáfica, mas dezenas de outros fragmentos semelhantes são encontrados no núcleo arqueano, compondo conjunto de intrusões agrupadas em uma suíte denominada de Complexo máfico-ultramáfico Riacho das Telhas (CRT), que em geral tem corpos com dimensões similares, entre 1 e a 2,5 km de extensão por 0,5 a 1 km de largura, e são reconhecíveis em imagens de satélite.

Morfologicamente a intrusão se apresenta sob a forma de pequeno morrote com declive acentuado na porção norte. As encaixantes formam relevo plano (Fig. 8). O entalhe do relevo, a erosão e o mergulho das camadas impedem a visualização de sua continuidade lateral. A estruturação geral do corpo é alongada na direção NW, e de forma arredondada a elíptica, com mergulhos predominantes para NE, sub-horizontais.

Uma característica marcante deste corpo é a preservação de estruturas ígneas primárias preservadas no interior do complexo, sendo que a deformação é concentrada nas suas bordas. Assim, a estruturação do complexo em diferentes unidades de mapeamento é evidente e pode ser descrita como representado por duas unidades. Os protólitos ígneos são agrupados em uma unidade máfica e outra ultramáfica.

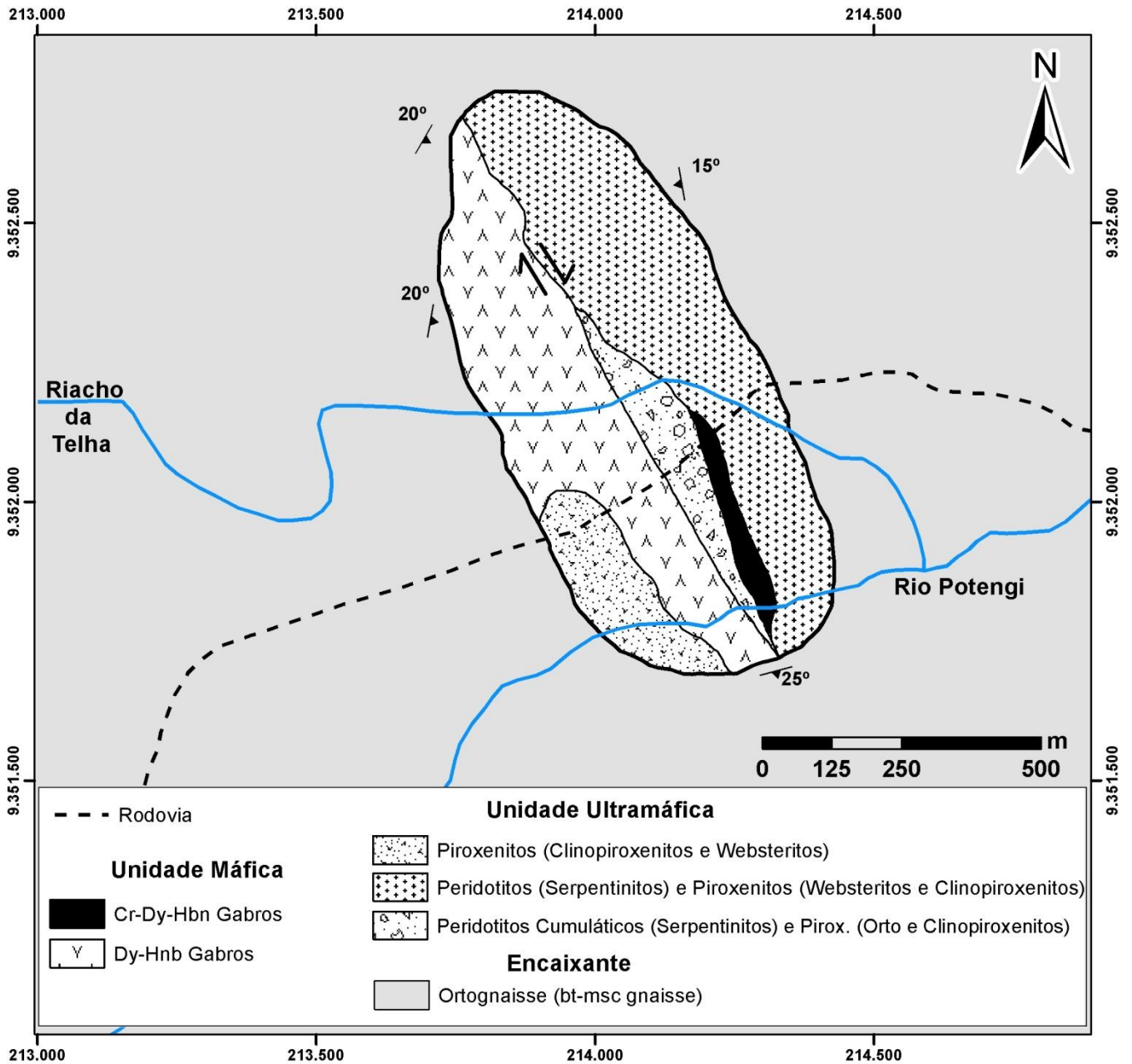


Fig. 6– Mapa Geológico da Intrusão Riacho da Telha – IRT.

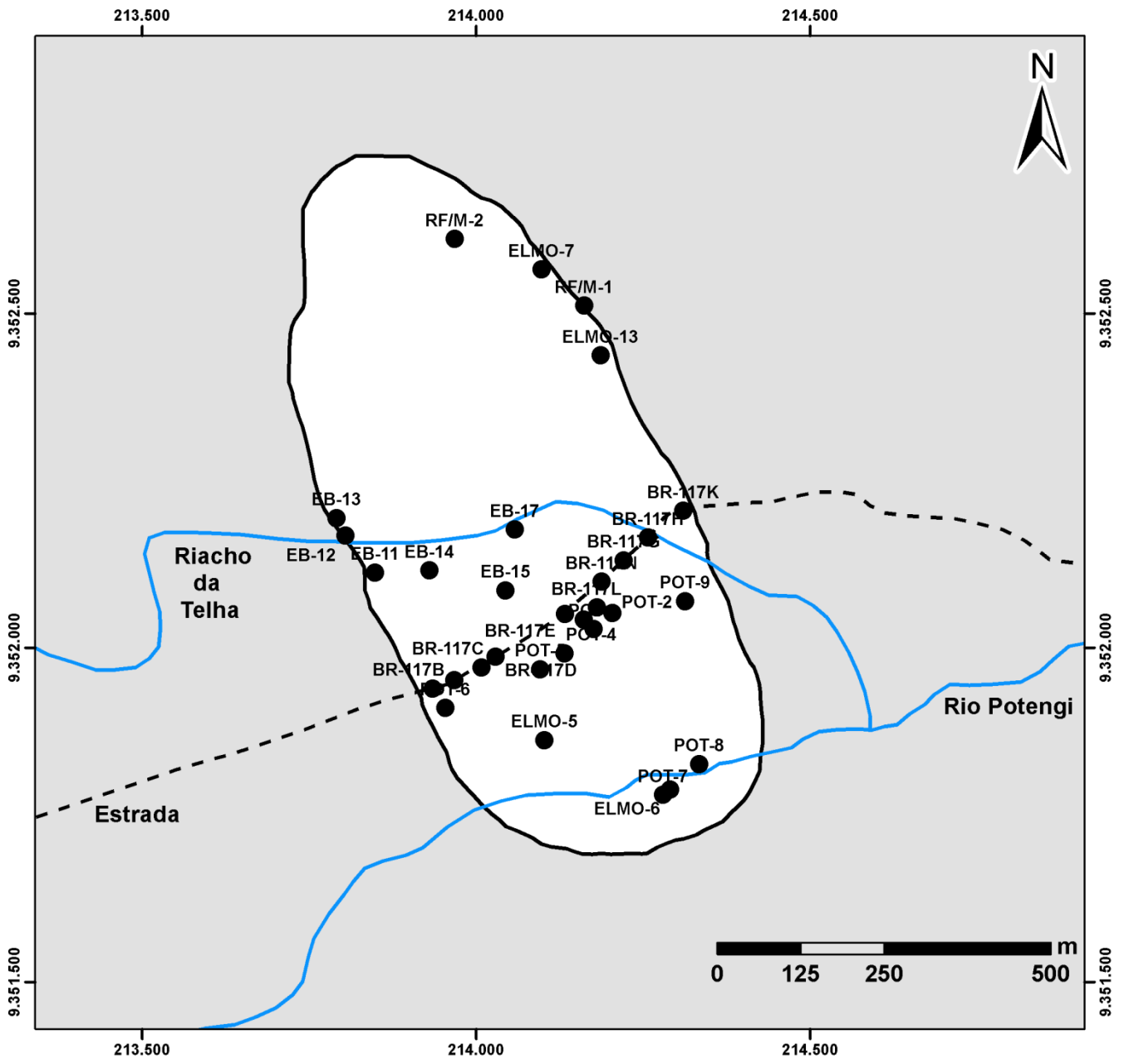


Fig. 7– Mapa de Pontos da Intrusão Riacho da Telha – IRT.

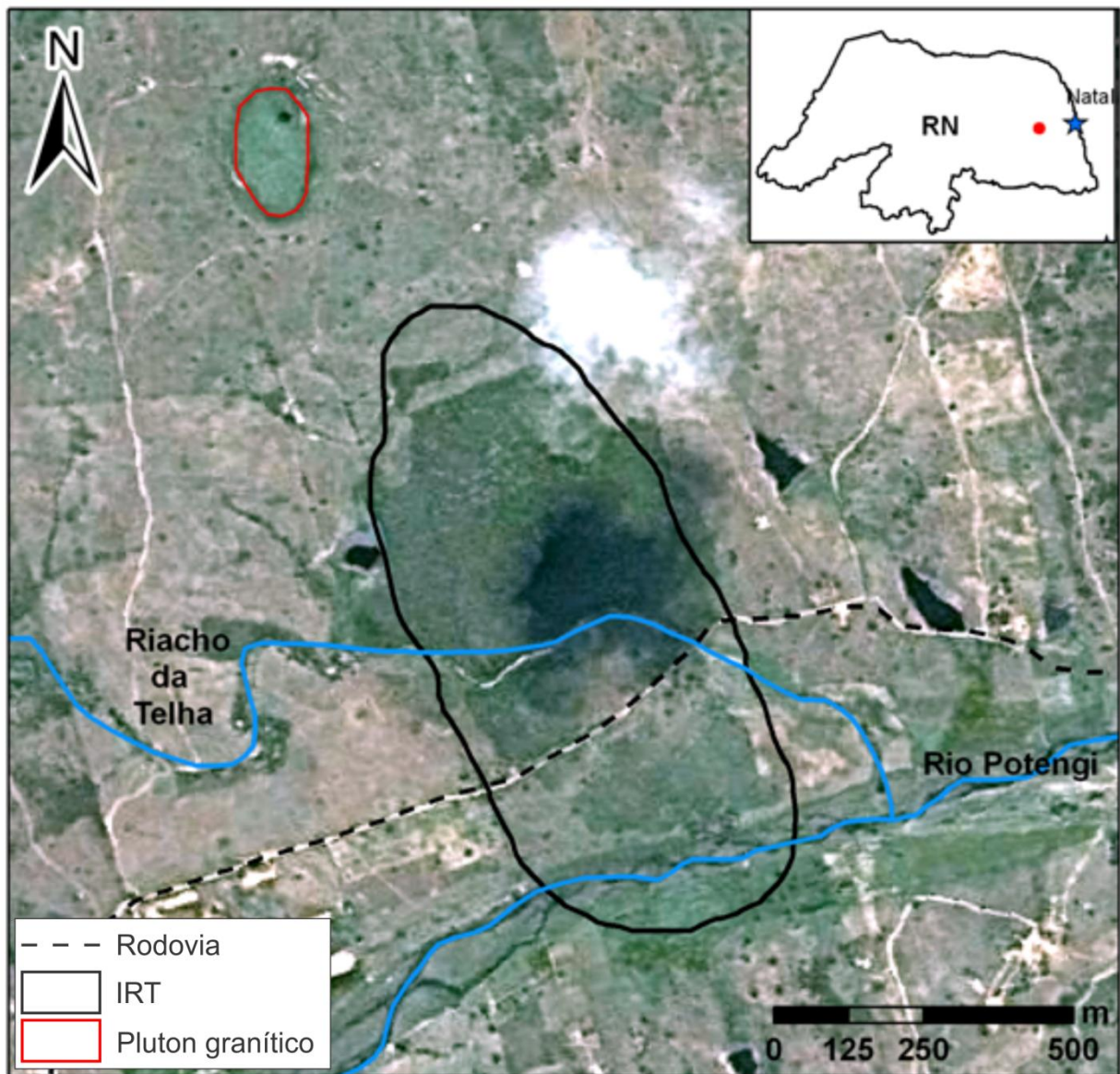


Fig. 8 – Intrusão Riacho da Telha – IRT delineada em fotografia aérea. A NW nota-se a intrusão de pluton granítico neoproterozóico. Imagem retirada do programa GoogleEarth. No mapa índice é mostrada a localização do corpo em relação à capital, Natal.

A denominada Unidade Máfica (UM), localizada na porção oeste do corpo, é formada por rochas melanocráticas (Figs. 9B, D e F) de composição básica, nas quais predominam gabros. A outra seqüência, denominada de Unidade Ultramáfica (UUM), encontrada na porção leste e S/SW, apresenta maior diversidade litológica, sendo composta de rochas ultramáficas acamadadas, peridotitos, serpentinitos e principalmente piroxenitos (Figs. 9A, C e E). No contato entre as duas unidades, aflora uma fina camada de gabro rico em cromita, o qual coincide com a porção transicional entre as duas unidades. Não se conseguiu individualizar as seqüências da base e topo que possam ser relacionados ao zoneamento da câmara magmática que gerou a intrusão.

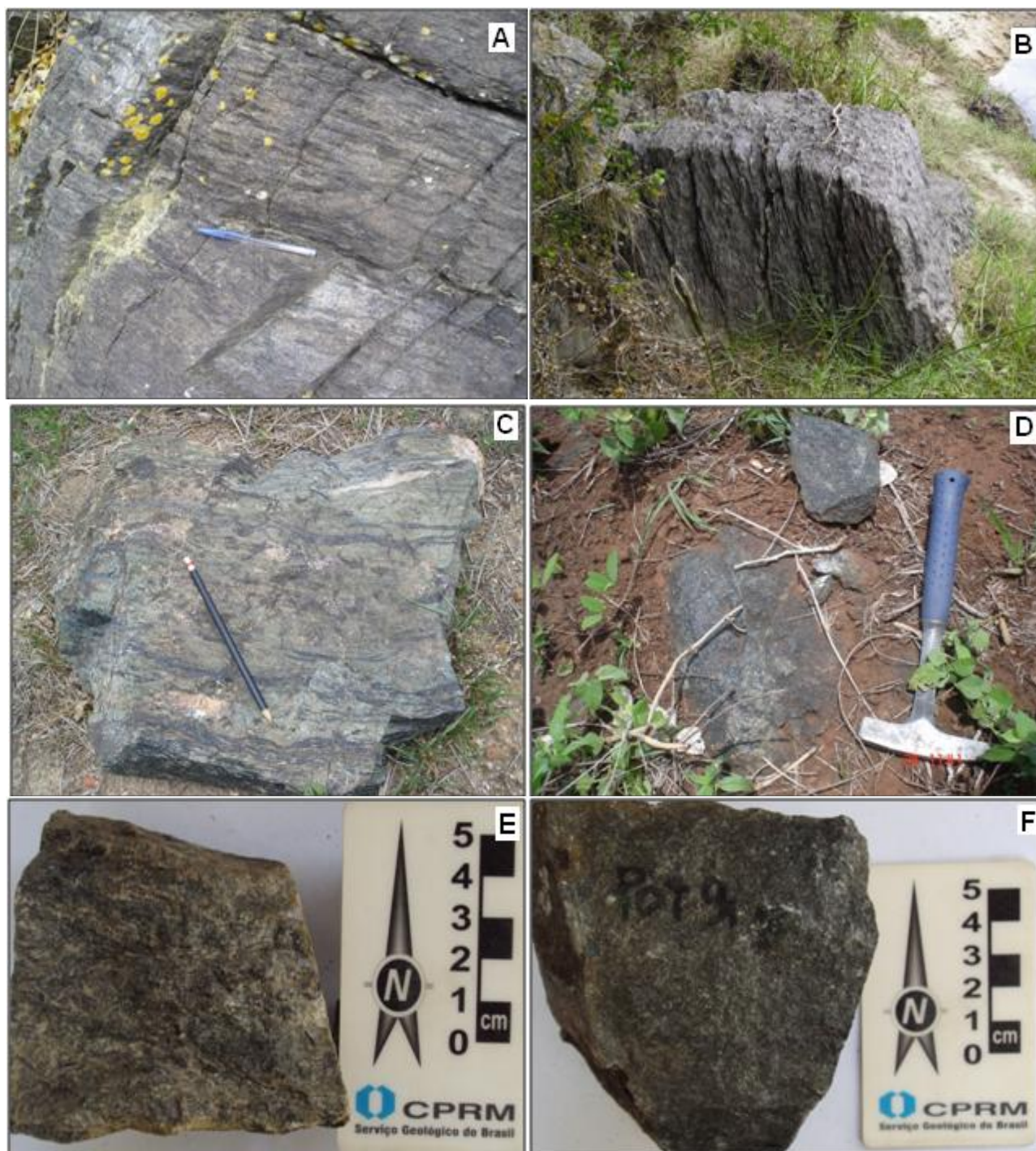


Fig. 9 – Fotografias macroscópicas de campo e de mão. Em (A) é mostrado estiramento mineral em amostra macroscópica. A rocha é maciça com granulação média, composta por clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina serpentinizada. Em (B) nota-se o bandamento em amostra de diopsídio-honblenda gabro fanerítico médio. Em (C) amostra de piroxenito. Notar as camadas intercaladas de opacos. Em (D) afloramento de honblenda gabro fanerítico médio. Em (E) amostra de mão de ortopiroxenito cumulático. Em (F) amostra de cromita-diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio a fino.

Unidade Ultramáfica (UUM)

As relações de campo permitem dividir a UUM em diferentes litotipos intercamadados, compondo três diferentes unidades: piroxenitos, dunitos serpentinizados e peridotitos. Esta porção está localizada ao leste e sudoeste do conjunto da intrusão. Apresentam rochas de diferentes texturas, variando desde amostras cumuláticas grossas, que predominam nos peridotitos e serpentinitos, a rochas com granulação fanerítica média a fina, dominante nos piroxenitos.

Compondo a porção leste da unidade e alongados segundo a direção NW, são encontrados peridotitos, basicamente dunitos e wehrlitos, e uma amostra de lherzolito. Os dunitos, embora estejam pouco preservados devido à substituição quase completa de olivina por serpentina, que compõe mais de 90% das amostras, mantêm as texturas originais da rocha. Formados por olivina meso- a ortocumulática (Fig. 10A), apresentam minerais opacos como fase intercumulus, ou de forma mais restrita, cristais de piroxênio, plagioclásio ou um mineral rosado, com cor de interferência de baixa ordem e formas arredondadas, caracterizado como stichtite, um carbonato hidratado de magnésio e cromo (Figs. 10B e 10C), não discriminado como primário ou secundário. Além disto, é comum verificar pseudomorfos de cumulados de olivina de no máximo 1mm e localmente podem ser vistos cristais esqueléticos sub-milimétricos substituídos por serpentina e ainda textura do tipo *birdeyes* (Fig. 10D). Os poucos grãos preservados de olivina foram estirados por deformação, mas não passam de 0,08mm (Fig. 10E). As amostras estão intensamente fraturadas, o que forma sistemas de veios do tipo *stockwork* preenchidos por minerais opacos originados após a cristalização da matriz (Fig. 10F).

A petrografia dos opacos permite inferir que há duas gerações distintas destes minerais nos dunitos serpentinizados, uma cristalizada concomitante à olivina que compõe a matriz e uma segunda geração tardia, originada por fluidos metamórficos percolantes nos protolitos. Os opacos primários formam agregados euédricos, quadrangulares de cerca de 0,1mm e são basicamente magnetita compondo cerca de 5% das amostras. Os opacos tardios estão alinhados em estreitas faixas (Fig. 10F), formando pequenos grãos subédricos de cerca de 0,05 a 0,1mm, bem distribuídos nas rochas, sobretudo nas fraturas, alcançando teores médios entre 5 e 10%, até o máximo de 20%. A caracterização petrográfica permitiu identificar principalmente magnetita, e de forma mais restrita ilmenita e hematita.

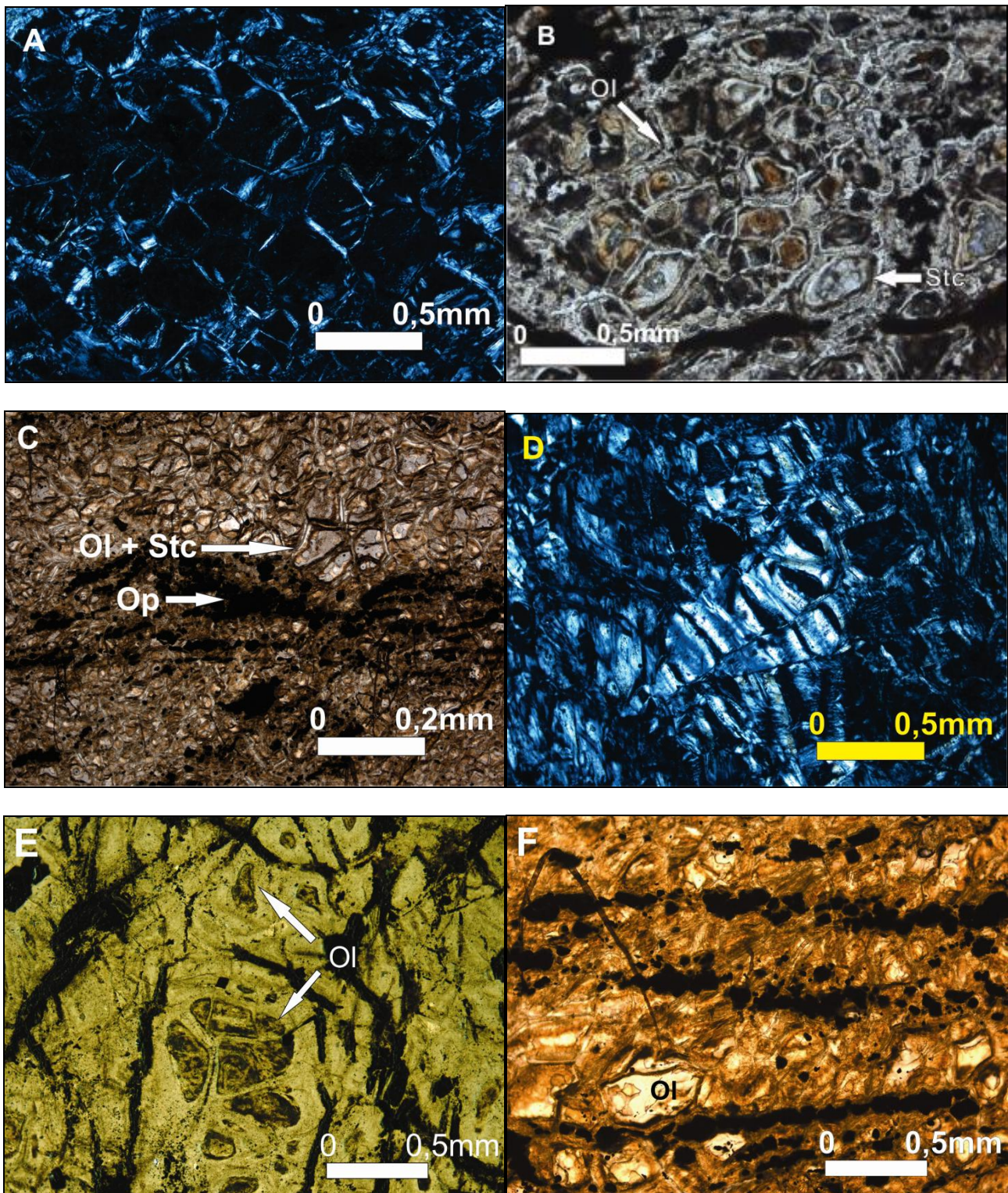


Fig. 10 – Fotomicrografias de dunitos. Em (A) é mostrado dunito cumulático com as olivinas totalmente substituídas por serpentina. Em (B) e (C) além dos cumulados de olivina (Ol), há presença do carbonato de cromo – stichtite (Stc) e opacos (Op) intercumulus. Em (D) textura de olivina do tipo *birdeyes*. Em (E) grãos de olivina parcialmente preservados. Em (F) há faixas de opacos alternado com olivina (Ol).

Os wehrlitos e lherzolitos são menos abundantes que os dunitos, mas apresentam similaridades texturais, ou seja ortocumulática. Os grãos de olivina, intensamente serpentinizados e com halos metaestáveis, não alcançam 15% e formam cumulados menores que 0,3mm com interstícios preenchidos por clinopiroxênio. Os grãos de clinopiroxênio por sua vez têm até 0,8mm e compõem em média 30% das rochas, mas estão pouco preservados e invariavelmente ficam em contato ou substituídos por cristais de tremolita, cujo padrão randômico varia de diminutas fibras aciculares localizadas nas bordas do clinopiroxênio a cristais prismáticos milimétricos (Fig. 11A) que totalizam até 50% da rocha. O ortopiroxênio na amostra de lherzolito está pouco preservado, corresponde a menos de 15% e forma grãos arredondados de cerca de 0,5mm com abundantes exsoluções de clinopiroxênio. Nestes litotipos os demais constituintes são opacos, magnetita, compondo cerca de 10%.

Piroxenitos são os principais litotipos encontrados nos corpos básicos descritos no núcleo arqueano e também formam os afloramentos mais bem preservados. Assim como nos demais litotipos da IRT, diferentes texturas são visualizadas, mas predominam as de natureza meso- a ortocumuláticas faneríticas médias a grossas (Figs. 11C e D), com maior abundância de grãos de ortopiroxênio como fase cumulus e plagioclásio como fase intercumulus, além de abundância de anfibólios fibrosos, basicamente antofilita e tremolita (Figs. 11A e B), que chegam a ser centimétricos. Composicionalmente variam de ortopiroxenitos a clinopiroxenitos, predominando os membros intermediários, websteritos.

Os ortopiroxenitos (Figs. 11D e E) estão localizados no centro do corpo e formam rochas com textura adcumulática grossa por vezes porfirítica, com grãos de enstatita que chegam a 1,5 cm e constituem até 85% das amostras. Localmente há cristais de tremolita crescidos nas bordas e antofilita formada em fraturas no piroxênio, mas somadas não atingem 10%. A deformação a que foram submetidos estes protolitos marcou uma orientação incipiente dos cristais de enstatita, tornando-os estirados. Plagioclásio e opacos (magnetita) estão presente como fase intercumulus, mas sua presença também é restrita, ambos não ultrapassando 5%. Os contatos predominantes são do tipo planar e em algumas amostras é possível verificar exsoluções de clinopiroxênio nos cristais de ortopiroxênio.

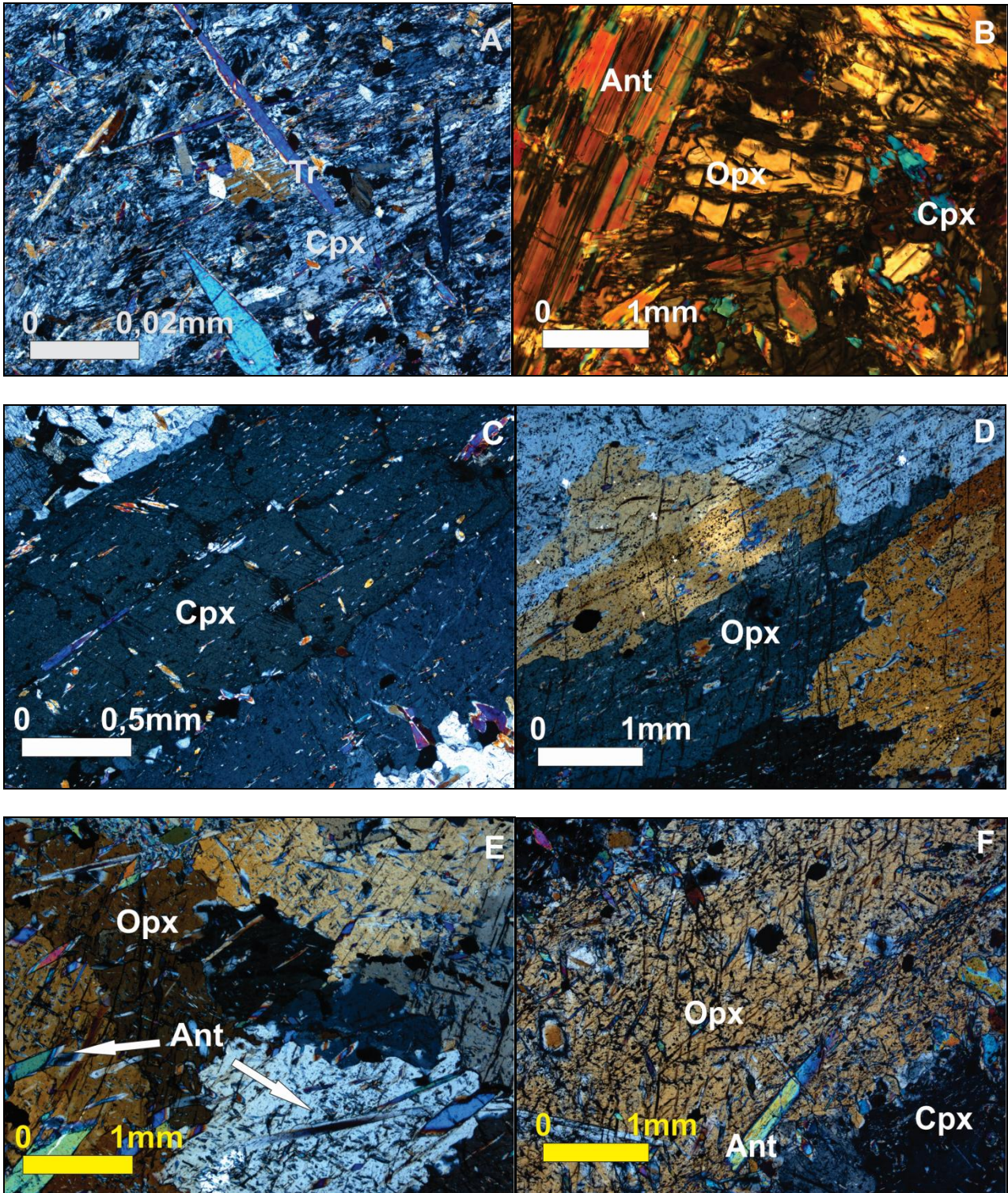


Fig.11 – Em (A) é mostrado clinopiroxenito com abundantes cristais de tremolita (Tr). Em (B) websterito com ortopiroxênios (Opx), clinopiroxênios (Cpx) e antofilita (Ant). Em (C) faixas de clinopiroxênio estirados. Em (D) cristais de ortopiroxênio estirado. Notar na escala que embora as rochas mostradas em C e D sejam muito semelhantes, o tamanho do opx é consideravelmente maior. Em (E) e (F) relação textural dos cristais de piroxênios e de anfibólios.

Diferente dos ortopiroxenitos, os clinopiroxenitos têm textura meso- a ortocumulática fanerítica média a grossa (Fig. 11C), embora mais fina que os ortopiroxenitos com os cristais de piroxênio compondo a massa cumulática e os demais minerais sendo intercumulus;

localmente são porfíricos, com fenocristais que chegam a 5mm. Predominam cristais de piroxênio cálcico, diopsídio, e mais raramente augita. Como fase intercumulus verifica-se presença de plagioclásio rico em anortita compondo até 5% e anfibólios, como tremolita, em contato suturado interdigitado, alcançando valores de 4% em algumas amostras, igual teor dos minerais opacos subédricos verificados.

Os websteritos são texturalmente semelhantes aos clinopiroxenitos e são formados por cumulados de orto- e clinopiroxênio (Fig. 11F), com plagioclásio como fase intercumulus. O ortopiroxênio, enstatita, constitui 30% e tem formas euédricas a hipidiomórficas de cerca de 2mm, enquanto clinopiroxênio forma cristais subédricos a anédricos de aproximadamente 1mm em trama xenomórfica e chegam a 50% da rocha. Esta característica indica que os grãos de enstatita precederam os de diopsídio e augita. Frequentemente são observados nos websteritos cristais de ortopiroxênio com exsoluções disformes de clinopiroxênio, assemelhando-se aos ortopiroxenitos. Plagioclásio apresenta as bordas moldadas aos cristais de piroxênio, mostrando ter sido cristalizado após aqueles minerais e constituem em média 5% da mineralogia. Outra fase mineral encontrada atingindo 15% foi a antofilita, anfibólio magnésiano indicativo do metamorfismo de alta temperatura ao qual os websteritos foram submetidos. É comum observá-la, sobretudo ao longo das bordas do ortopiroxênio e em geral não forma cristais prismáticos maiores que 0,3mm. Apatita, talco e opacos compõem os minerais acessórios (Fig. 11C).

Tanto nos websteritos como nos orto- e clinopiroxenitos, os piroxênios estão intensamente fraturados e estirados, tendo sofrido deformação dúctil e dúctil-rúptil, visualizado pelos planos de fraturas estirados junto com os cristais. Exsoluções de lamelas de cpx e anfibólio magnésiano, como a antofilita, caracterizam a alta temperatura associada à recristalização e deformação plástica em fácies anfibolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde, dado por clorita, serpentina e talco.

Processos de cristalização fracionada dos minerais cumuláticos nos diferentes litotipos da UUM podem explicar a sequência de cristalização observadas neste complexo (Fig. 12). Nesta figura pode-se notar que olivina cristalizou como fase cumulus desde a formação de dunitos até wehrlitos, enquanto clinopiroxênio começou a cristalizar a partir do lherzolito e o plagioclásio a partir do websterito. A fase cumulática de ortopiroxênio é descontínua e só foi encontrado em três distintos protolitos.

Pelo exposto, a sequência de cristalização deduzida para esta Unidade da intrusão acamadada reflete as diferentes composições durante a evolução do magma na câmara. As rochas de composição mais primitivas são formadas basicamente por cumulados de olivinas e poucos opacos. Posteriormente, de forma distinta do que poderia ser esperado em uma câmara magmática ideal, teriam sido originados os protolitos wherlíticos, com cristalização de olivina e clinopiroxênios, seguidos por lherzolitos com cristalização simultânea de olivina, clino e ortopiroxênios. Após isso, teria sido originado a maior parte dos protolitos da UUM, os websteritos, cuja nucleação de olivina não é mais verificada, mas tem-se início a cristalização

de plagioclásio. Finalmente teriam sido originados os piroxenitos, sendo restritos a um ou outro tipo mineralógico devido à composição magmática mais rica em Ca-Na ou em Fe-Mg.

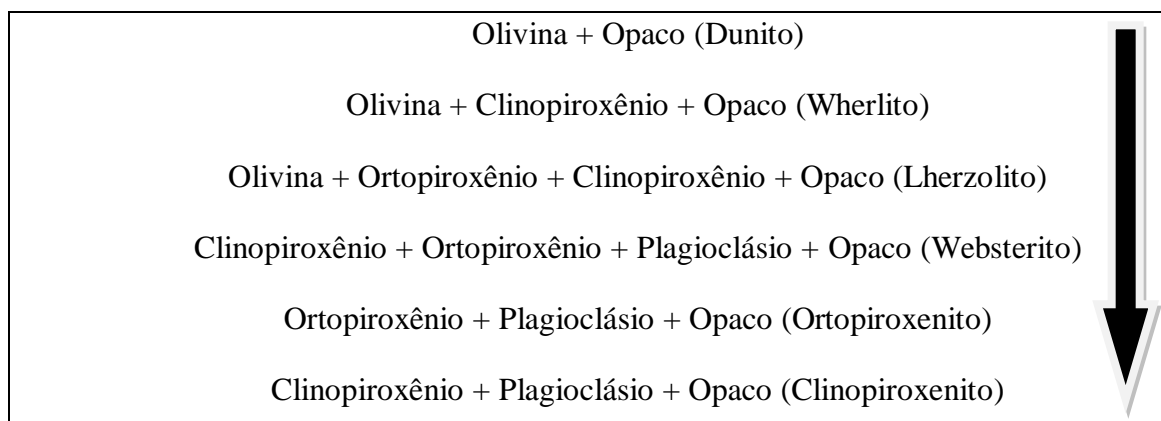


Fig. 12 – Desenho esquemático da cristalização de minerais cumuláticos nas amostras da Unidade Ultramáfica. Nota-se que olivina cristalizou nas amostras de dunito, lherzolito e wehrlito; cpx em lherzolito, wehrlito, websterito e clinopiroxenito; opx em lherzolito, websterito e ortopiroxenito e plagioclásio em websterito, clinopiroxenito e ortopiroxenito.

Unidade Máfica (UM)

A transição gradacional do pacote de piroxenitos para as rochas de composição essencialmente gabróica, e destas para os cumulados, marca a passagem entre as duas unidades do corpo estudado. A UM é composta essencialmente por gabros e leucogabros, como hornblenda gabros e diopsídio-hornblenda gabros faneríticos médios. As rochas gabróicas afloram principalmente na porção oeste do corpo estudado como blocos métricos com bandamento e foliação marcante próximo ao contato com os ortognaisses encaixantes e microscopicamente com arranjos diablasticos e grãos em contato planar a suturado. Tem espessura aproximada de algumas dezenas de metros, formando faixas paralelas à UUM.

A mineralogia primária dos litotipos da UM apresenta mudanças significativas em relação às rochas da UUM, a começar pela ausência de ortopiroxênios e olivina. Assim, na Unidade Máfica foram descritos apenas gabros e leucogabros, como hornblenda gabros e diopsídio-hornblenda gabros faneríticos médios com arranjo predominantemente hipidiomórfico.

Os gabros (Figs. 13A, B, C, D, E e F) são maciços e de constituição melanocrática. São compostos essencialmente de plagioclásio, anfibólios, clinopiroxênio e opacos. O mineral índice é plagioclásio com teor de anortita variando entre 40 e 90%, tamanho de 0,1 a 0,5mm e de 30 a 35% em volume, apresenta contatos planar a suturado e está fracamente saussuritizado em algumas amostras a bastante alterado em outras (Fig. 13B). Os acessórios nos gabros incluem epidoto, titanita, apatita, zircão e eventualmente talco e carbonato.

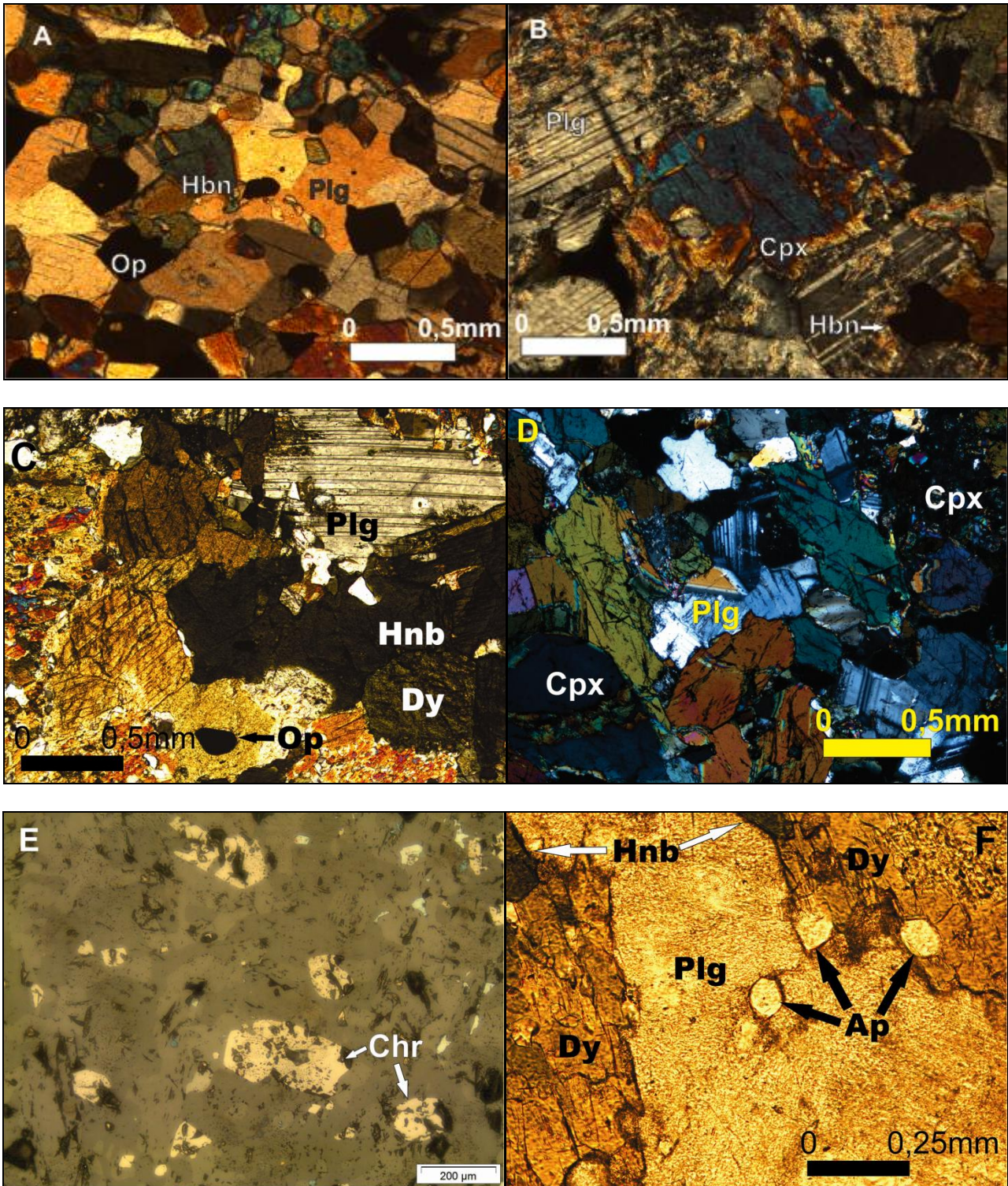


Fig. 13 – Em (A) é mostrado um hornblenda gabbro fanerítico médio com cristais de magnetita euédricos a anédricos. Em (B) amostra de diopsídio-hornblenda gabbro fanerítico grosso com plagioclásio intensamente saussuritizado. Em (C) grãos de hornblenda primária em contato com cristais de diopsídio e plagioclásio. Em (D) cristais de clinopiroxênio com bordas metaestáveis. Em (E) fotomicrografia de luz refletida mostrando cristais de cromita. Em (F) diopsídio-hornblenda gabbro com relativa abundância de apatita.

Além de plagioclásio, a hornblenda é abundante nos litotipos da UM e apresenta proporção média de 40% em todos os gabros descritos. Os grãos de origem ígnea apresentam aspecto irregular, mas em geral formam cristais hipidiomórficos de cerca de 0,3mm com bordas irregulares e outra face bem formada em contato planar com plagioclásio ou outro cristal de hornblenda e suturado com diopsídio (Fig. 13C). No diopsídio-hornblenda gabro há também grãos deste anfibólio formados pela substituição de clinopiroxênio, mas são menores e anédricos arredondados. Nestes casos, junções tríplices entre cristais de hornblenda e plagioclásio são comuns.

Clinopiroxênios são menos abundantes, mas ainda comparecem em proporções consideráveis, chegando a 10% em faixas de gabros mais grossos (Fig. 13D). Da mesma forma que os cristais de anfibólio, apresentam tamanhos variados, com os menores chegando a 0,3mm e os fenocristais reliquiares que podem chegar até 2mm, são basicamente cristais de diopsídio ou augita. Alguns cristais estão bastante alterados e foram consumidos para formar minerais metamórficos como hornblenda e carbonato.

O último conjunto de minerais essenciais dos gabros da UM é formado pelos opacos magnetita, ilmenita e cromita que chegam a compor de 10 a 12% da rocha (Fig. 13E). Formam cristais cúbicos de até 0,5mm intercrescidos e dispersos de forma homogênea pela rocha e não é comum encontrar faixas destes minerais como aquelas verificadas nas amostras da UUM. Outra diferença em relação aos opacos da UUM é que nas amostras da UM não é possível verificar duas gerações distintas.

Característica marcante do domínio desses gabros é o relevo acidentado, com drenagens encaixadas em região com marcante ausência de afloramentos, possivelmente devido à baixa resistência dessas rochas ao intemperismo. A presença de óxido de cromo indica a potencialidade econômica do corpo, tendo em vista a existência de depósitos de cromita maciça ao longo de estreitas faixas de rochas hospedeiras.

Os acessórios presentes nos gabros são bastante diversificados, mas diferente da mineralogia da UUM, não se verificou assembléia exótica, sendo encontrado apenas epidoto, titanita, apatita (Fig. 13F), zircão e eventualmente talco e carbonato.

Assim, a IRT compreende um complexo acamadado composto de minerais de fases cumulus com variáveis quantidades de minerais intercumulus, cuja abundância relativa é caracterizada por diferentes composições magmáticas e presença de fases tardias.

Modelos que consideram como um único pulso magmático não são suportados pelas evidências de campo, os quais sugerem múltipla injeção de magma. Isso porque rochas da UM estão intercaladas com rochas da UUM e vice-versa, ou seja, a sequência de cristalização magmática não segue uma correlação espacial na IRT.

A deformação é mais forte e penetrativa nas bordas da intrusão. As principais características das rochas deformadas são a diminuição da granulação da rocha, aumento da quantidade de anfibólio nas rochas máficas e cloritização e serpentinização das ultramáficas.

Química Mineral

Plagioclásio

Os feldspatos encontrados nas amostras constituem-se basicamente de plagioclásio, classificados de acordo com o Sistema Ternário Albita (Ab)-Anortita (An)-Ortoclásio (Or), segundo Deer *et al.* (1992). Na Tabela 1 são apresentadas as análises das duas amostras utilizadas para estudos de química mineral.

Na figura 14, são apresentadas as análises de plagioclásio de duas amostras de diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio. Em uma das amostras constatou-se maiores teores de Na, o que permitiu a formação de plagioclásio do tipo andesina, enquanto em outra, mais primitiva composicionalmente, ocorreu cristalização de anortita, evidenciando maior teor de Ca neste estágio.

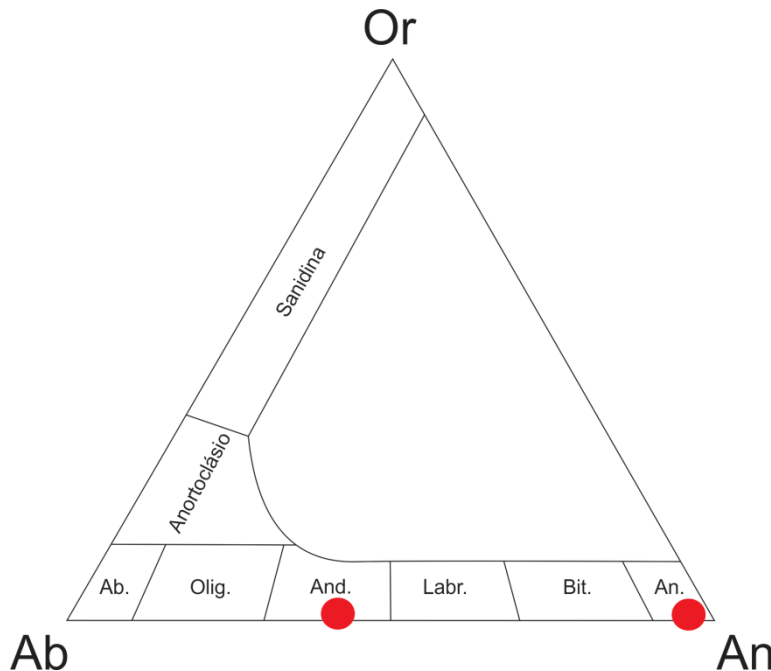


Fig. 14 – Variações composicionais obtidas por meio de análises de química mineral segundo o Sistema Ternário Albita-Anortita-Ortoclásio. Ab.=Albita; Olig.=Oligoclásio; And.=Andesina; Labr.=Labradorita; Bit.=Bitownita; An.=Anortita; Or.= Ortoclásio. Amostras da Unidade Máfica.

Tabela 1 – Análise de microsonda (química mineral) de amostras da Intrusão Riacho da Telha

Zona	Zona Ultramáfica											
Litotipo	Antofilita Ortopiroxênio Cumulático											
Amostra	ELMO6A											
Fase	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox
SiO ₂	54,05	56,35	54,61	58,17	57,45	55,60	56,28	56,44	56,29	55,84	56,51	56,39
TiO ₂	0,06	0,00	0,10	0,06	0,02	0,09	0,12	0,00	0,10	0,00	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	3,29	0,62	2,61	0,57	0,62	0,86	0,49	0,67	0,70	0,74	0,52	0,73
FeO	2,79	7,83	3,13	8,00	7,68	7,50	7,80	8,13	7,78	7,59	7,57	6,99
MnO	0,07	0,18	0,09	0,22	0,16	0,17	0,13	0,19	0,17	0,16	0,20	0,16
MgO	22,53	34,51	23,17	30,23	29,84	34,59	34,73	34,68	34,45	34,33	34,18	33,19
CaO	12,43	0,16	11,73	0,41	0,44	0,10	0,14	0,13	0,17	0,17	0,10	0,85
Na ₂ O	0,39	0,01	0,27	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03
K ₂ O	0,05	0,01	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	95,65	99,66	95,77	97,69	96,26	98,92	99,73	100,33	99,76	98,91	99,22	98,52

Tabela 1 – Análise de microsonda (química mineral) de amostras da Intrusão Riacho da Telha. Continuação.

Zona	Zona Ultramáfica				Zona Máfica				
Litotipo	Serpentinito				Hornblenda Gabro		Hornblenda-Diopsídio Gabro		
Amostra	Pot8				EB12		Pot9		
Fase	Sp	Sp	Sp	Sp	Anf	Plg	Anf	Pirox	Plg
SiO2	41,86	42,53	39,55	42,13	42,17	56,72	41,84	49,29	42,51
TiO2	0,02	0,02	0,22	0,00	1,57	0,01	0,98	0,37	0,00
Al2O3	0,05	0,05	12,13	0,16	11,39	27,28	12,47	3,71	36,36
FeO	1,55	1,35	4,32	1,47	19,04	0,06	11,94	6,98	0,31
MnO	0,11	0,04	0,04	0,06	0,18	0,02	0,22	0,32	0,03
MgO	41,62	42,18	28,02	42,65	8,56	0,01	13,25	13,22	0,01
CaO	0,06	0,07	0,13	0,04	11,14	8,54	12,27	23,29	19,17
Na2O	0,01	0,02	0,13	0,04	1,35	6,59	1,66	0,35	0,32
K2O	0,03	0,02	2,47	0,03	0,90	0,04	0,73	0,00	0,02
Total	85,38	86,41	89,02	86,67	96,38	99,26	95,37	97,54	98,73

Piroxênio

A Tabela 1 apresenta os resultados das análises de piroxênios, as quais totalizaram 6 amostras. A classificação adotada é a nomenclatura de Morimoto (1988) e segue as recomendações da IMA (*International Mineralogical Association*). Os resultados apresentados na figura 15 indicam que os piroxênios estudados apresentam composições químicas variáveis entre os membros finais Wollastonita ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e Ferrosilita ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$). Contudo, a quase totalidade das amostras tem composição do ortopiroxênio enstatita. A única exceção corresponde a uma amostra de diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio. Essa amostra, rica em Ca, posiciona-se quase fora do campo de domínio do diopsídio, migrando para o campo da wollastonita, consequentemente acima do campo de evolução do Complexo de Skaergaard, obtidos por Brown (1957) e Brown e Vincent (1963), utilizado apenas para efeito de comparação na figura.

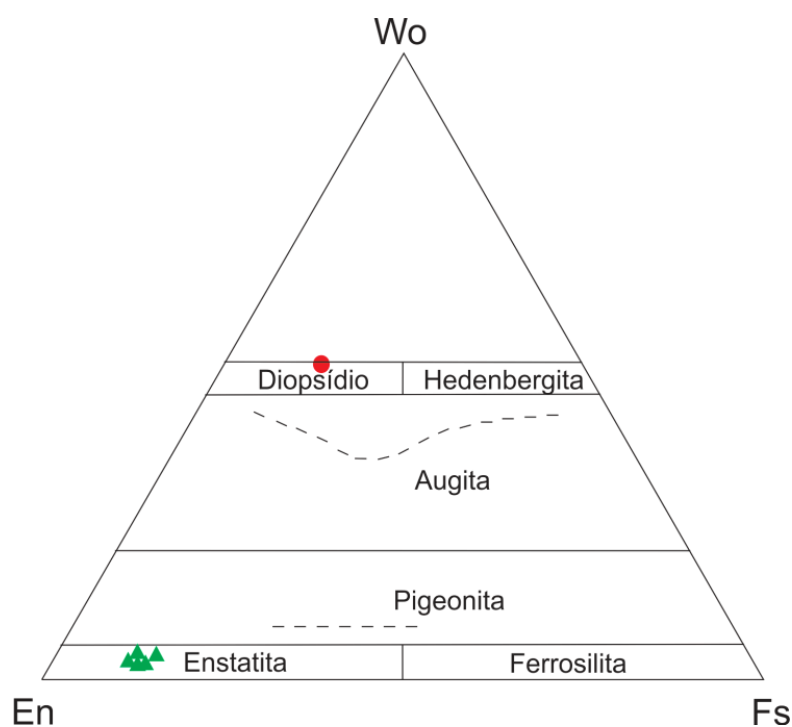


Fig. 15 – Diagrama de variação composicional em função dos componentes moleculares dos piroxênios – triângulo $\text{Wo}(\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$ - $\text{En}(\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$ - $\text{Fs}(\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$. Círculo vermelho corresponde à amostra da Unidade Máfica, enquanto triângulos verdes representam amostras da Unidade Ultramáfica. Linhas tracejadas representam a tendência de evolução do magmatismo de Skaergaard – Groelândia, extraído de Costa e Girardi, 2004.

Considerando o proposto por Wager e Brown (1968), comentados por Costa e Girardi (2004), a coexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio, a evolução acompanhada de um decréscimo nos conteúdos de cálcio e aumento nos conteúdos de ferro é típica de suítes toleíticas. A baixa quantidade de amostras estudadas por química mineral impossibilitam extrair conclusões acerca do processo de cristalização, embora a litogeoquímica mostrada adiante permita que seja verificado na IRT o interrompimento da cristalização de cpx e início de formação do opx, mostrando aumento nos teores de Fe e Mg e diminuição de Ca.

Anfibólio

A Tabela 1 apresenta os resultados das análises de 4 grãos de anfibólios, todos cálcicos. A figura 16 mostra a classificação composicional, segundo a nomenclatura proposta por Leake *et al.*, (1997). As amostras da IRT plotam no domínio de anfibólios cálcicos e sódico-cálcicos.

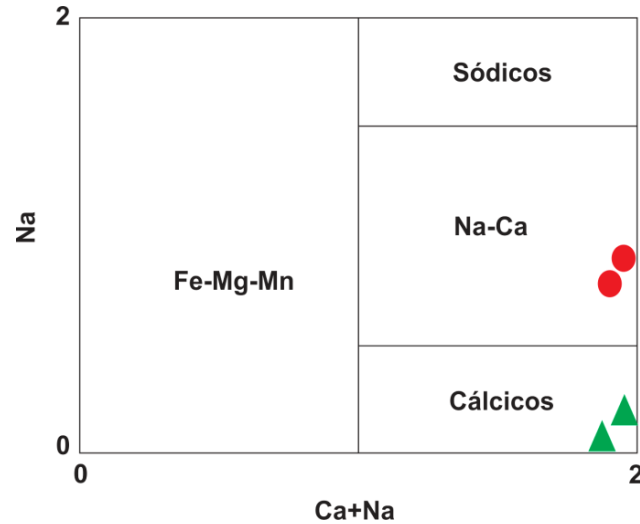


Fig. 16 – Diagrama de Leake *et al.* (1997) para classificação geral dos quatro principais grupos de anfibólios cálcicos. Legenda idem à Fig. 16.

Litogeoquímica

Os dados de litogeoquímica da IRT, apresentados na Tabela 2, são agrupados em dois grupos de amostras que correspondem a 4 análises de rochas máficas e 16 de cumulados ultramáficos e piroxenitos. Uma amostra da Unidade Máfica encontra-se marcado de forma distinta dos demais nos diagramas e corresponde a um diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio (amostra EB-12). Em relação às rochas da Unidade Ultramáfica, dois conjuntos da mesma sequência são apresentados com símbolos distintos, um formado por rochas não alteradas e outro por protólitos modificados composicionalmente por processos pós-magmáticos e/ou deformacionais. Todos os dados foram utilizados com o intuito de verificar a natureza do material parental (fonte mantélica) e os processos de cristalização e diferenciação das séries magmáticas geradas durante a evolução do magmatismo básico na região estudada.

Tabela 2 – Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Maiores, Menores e Traços.

Amostra/ Elemento	Unidade Máfica				Unidade Ultramáfica					
	EB12 Gabro	POT9 Gabro	ELMO6D Gabro	ELMO6F Gabro	ELMO6A Websterito	ELMO6B Websterito	ELMO6C Serpentinito	ELMO6E Websterito	ELMO6G Websterito	BR117A Websterito
SiO ₂	52,13	39,03	40,58	40,81	53,59	38,47	46,23	53,81	52,32	53,73
Al ₂ O ₃	13,46	16,06	16,38	14,52	0,97	0,32	0,23	2,04	2,33	3,03
Fe ₂ O ₃	13,3	16,37	15,16	17,05	8,8	8,19	19,09	8,56	9,37	10,9
MgO	5,41	7,41	7,18	6,67	33	38	24,05	31,77	31,26	26,8
CaO	8,8	16,96	17,14	17,06	1,2	0,03	0,06	1,9	2,36	3,38
Na ₂ O	2,41	0,71	0,77	0,66	0,03	0,009	0,009	0,08	0,1	0,16
K ₂ O	1,16	0,2	0,2	0,18	0,009	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
TiO ₂	1,15	1,37	1,36	1,61	0,06	0,02	0,02	0,1	0,09	0,13
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,13	0,17	0,03	0,05	0,06	0,05	0,04	0,01
MnO	0,19	0,19	0,17	0,18	0,16	0,07	0,14	0,15	0,16	0,17
Cr ₂ O ₃	2913	0,016	0,019	0,022	0,574	0,906	2	0,675	0,717	0,541
Ni	115	84	100	147	766	2852	3727	794	870	762
Sc	4	47	50	47	15	4	5	16	14	24
LOI	1,7	1	0,6	0,8	0,9	12,9	7,5	0,2	0,6	0,9
Sum	99,95	99,48	99,69	99,74	99,42	99,37	99,56	99,44	99,46	100,4
Mo	0,7	0,3	0,4	0,3	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	55,5	2616,1	279,3	4,8	0,3	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3
Pb	4,3	8,1	8,3	12,4	0,2	0,9	4,8	<0,1	0,1	0,2
Zn	39	9	7	8	1	14	19	3	2	5
Ni	62,1	38,8	37,1	79,4	29,8	3216,5	2825,7	39,5	59,6	154,8
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	5,5	1	0,9	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	2,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	7,6	414,4	15,7	43,2	31,4	1,7	6,9	14,5	9,8	12,7
Hg	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,01
Tl	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	463,4	13,2	52	19	3	27	9	25	2	5,9
Be	1	3	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	90,4	113,2	86,4	85,8	121,7	121,8	156,3	101,6	106,4	150,5
Cs	0,3	<,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<1
Ga	13,8	19,7	17	21	1,7	1,1	1,6	2,4	2,8	3,1
Hf	2,4	2,3	2,6	3	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,3	<,5
Nb	5,5	5,2	8	6,6	0,4	<0,1	0,3	0,8	<0,1	1,3
Rb	65,2	1,3	2,1	4,4	0,6	0,5	0,7	0,4	<0,1	<,5
Sn	1	4	4	2	<1	<1	3	<1	1	<1
Sr	186,1	415,5	416,6	341,8	0,6	1,3	2,6	3,4	1,1	2,1
Ta	0,4	0,4	0,5	0,6	0,09	0,09	0,09	0,09	1,1	0,1
Th	0,3	1,4	1,4	1,7	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,4	0,7
U	0,1	0,4	0,5	0,4	<0,1	1,5	1,3	0,2	0,2	0,2
V	339	343	311	320	67	23	70	77	79	122
W	292,9	210,9	144,2	123,6	272,3	8,3	19,5	161,7	164,2	442,4
Zr	87,8	87,4	84,9	109,1	1,3	1,4	<0,1	8,5	8	13,8
Y	31	30,3	27	32,5	1,3	0,7	0,4	2,3	3,4	5

Tabela 2 – Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Maiores, Menores e Traços.

Amostra/ Elemento	Unidade Ultramáfica									
	BR117B Websterito	BR117C Websterito	BR117D Websterito	BR117E Serp.	BR117F Serp.	BR117G Websterito	BR117L Serp.	POT2 Serp.	POT5 Ortopirox.	POT8 Serp.
SiO ₂	53,52	52,78	53,07	54,44	54,73	52,96	40,88	47,63	57,65	46,21
Al ₂ O ₃	1,13	1,4	2,58	2,76	2,94	0,95	0,38	0,28	0,77	0,34
Fe ₂ O ₃	8,88	9,12	9,32	8,41	9,57	7,24	5,01	7,62	5,97	10,88
MgO	33,31	32,81	29,56	28,45	27,23	34,61	36,17	28,86	30,63	28,99
CaO	0,92	0,93	2,99	3,45	3,47	0,79	0,08	0,07	0,79	0,05
Na ₂ O	0,03	0,04	0,12	0,19	0,16	0,03	0,009	0,009	0,03	0,009
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,009	0,03	0,03	0,03
TiO ₂	0,07	0,06	0,12	0,1	0,14	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	<0,01	<0,01	0,02
MnO	0,18	0,15	0,15	0,15	0,16	0,06	0,04	0,07	0,08	0,11
Cr ₂ O ₃	0,55	0,689	0,451	0,752	0,484	0,831	0,954	1,074	0,118	1,206
Ni	940	964	762	974	769	1124	3931	2930	2684	1941
Sc	15	15	24	17	28	9	6	4	3	4
LOI	0,7	1,3	0,9	1	1	1,7	15,3	13,9	3,5	11,8
Sum	99,45	99,41	99,42	99,87	100,03	99,38	99,39	99,91	99,91	99,88
Mo	3,6	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,8
Cu	2,1	1,4	1,2	0,3	0,4	0,8	1,1	0,6	0,2	2,1
Pb	0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	<0,1	0,2	0,1	26,3
Zn	6	3	5	3	5	3	8	10	5	22
Ni	176,9	121,8	95,2	112,9	110,3	417,1	4354,4	2805,4	599,9	1994,8
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	1,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	32,5	7,5	20,3	14	31,5	5,4	<0,5	<0,6	<0,7
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	21	3	14	1,7	8,1	5	4	2,5	1	47,8
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	95,8	125,1	172,3	132,5	146,5	179,6	89,2	107,4	89,6	117
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<1	<0,1	<0,1	<1	<1	0,1
Ga	2,4	2,3	2,8	3,1	2,4	1,4	0,9	1,1	1,5	1,3
Hf	0,4	<0,1	0,2	<,5	<,5	0,3	0,1	<,5	<,5	<,5
Nb	0,9	0,8	2,3	1,9	1,3	1,9	0,7	<,5	<,5	<,5
Rb	1,1	0,5	0,6	0,5	<,5	0,5	0,4	<,5	<,5	0,5
Sn	<1	1	2	4	1	<1	<1	<1	<1	1
Sr	2,4	1	2,3	2,2	3,1	3	2,3	5,2	1,5	3,5
Ta	0,09	0,09	0,5	0,4	0,4	0,1	0,09	0,09	0,1	0,1
Th	0,3	0,7	0,6	1,3	0,5	<0,2	0,2	<,1	0,5	<,1
U	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	11,1	3,1	0,1	1,5
V	64	47	95	72	99	39	41	32	8	50
W	0,8	289,6	537,6	410,5	405,7	324,2	7,4	14,6	120	61,3
Zr	7,1	1,1	11,3	3,8	11,2	1,9	1	0,7	1,2	1
Y	1,4	4,3	5,5	14,8	6,2	2,7	4	3,2	2,2	6,3

De maneira geral, a afinidade geoquímica aferida pelo diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) indica magma basáltico toleítico, enriquecido em elementos ferro-magnesianos e empobrecidos em álcalis (Fig. 17).

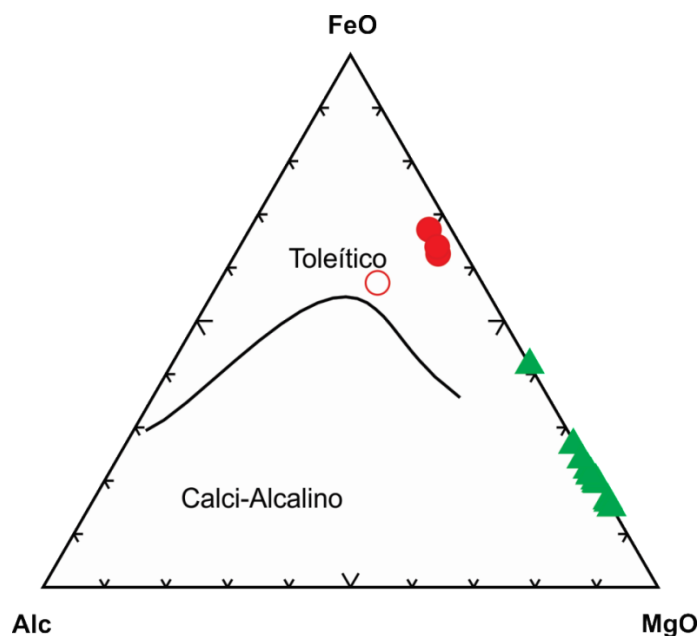


Fig. 17 – Diagrama de afinidade química de Irvine e Baragar (1971). Círculos vermelhos correspondem a protolitos máficos (gabros), enquanto o círculo vermelho com fundo branco corresponde à amostra EB-12; triângulos verdes representam cumulos e protolitos ultramáficos (piroxenitos e peridotitos). Alc (Álcalis).

Elementos Maiores e Menores

O estudo de variação de elementos maiores em magmas básicos arqueanos permite verificar principalmente agrupamentos e tendências de associações de rochas, enquanto os traços são usados para identificar processos ígneos e prováveis ambientes tectônicos em que foram gerados (Hussein, 2000; Hussein, *et al.*, 2004; Arndt *et al.*, 1993; Hollings e Wyman, 1999).

Rochas máficas e ultramáficas da IRT apresentam altos teores de MgO, FeO, Ni, Cr, Co entre outros elementos compatíveis e baixos teores em incompatíveis. A composição química dos litotipos deste corpo é extremamente variável. O primeiro conjunto de rochas apresenta teores de SiO₂ entre 38 e 57%, MgO de 24-38% e FeO entre 5 e 19%, e compõe a UUM da intrusão. Por sua vez, os termos mais fracionados, representados pela UM, apresentam conteúdos entre 39 e 54% de SiO₂, 5-29% de MgO e 5-17% de FeO.

Modificações de diagramas de Harker, considerando o teor de MgO ao invés de SiO₂ como índice de diferenciação, permitiram verificar o comportamento dos elementos maiores e menores. Os dados mostram claramente as amostras das duas unidades em campos distintos (Fig. 18). As variações permitem inferir ainda que o processo dominante pode ter sido cristalização fracionada, marcado por uma lacuna composicional na transição das rochas da UM para as da UUM. O fracionamento é visualizado por diversos diagramas modificados de Harker, dos quais são mostrados alguns na figura 18.

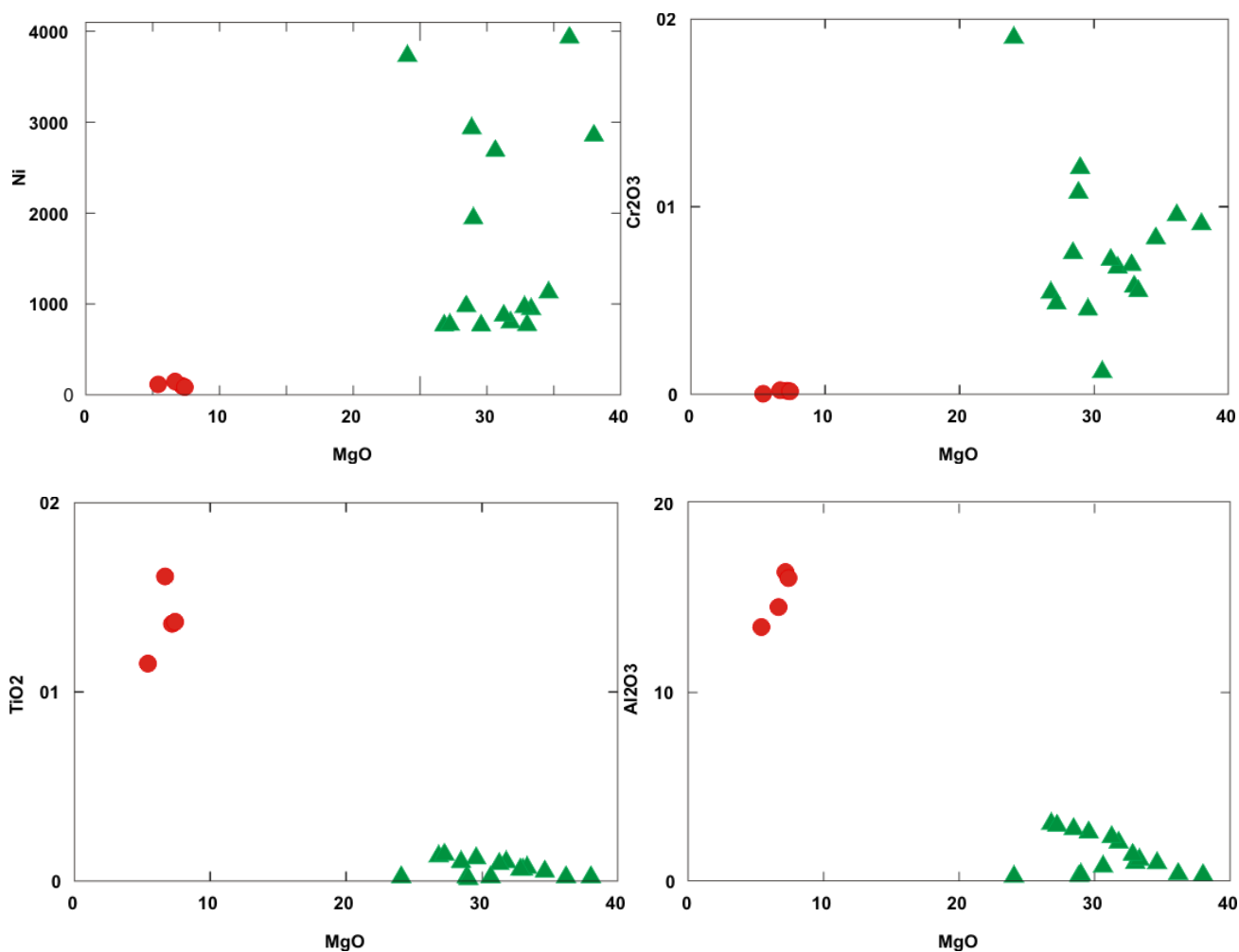


Fig. 18 – Diagramas bivariantes mostrando a relação entre MgO (%) e elementos compatíveis (Ni e Cr₂O₃, ambos em ppm) e incompatíveis (TiO₂ e Al₂O₃, ambos em porcentagem). A análise de uma amostra de diopsídio-hornblenda gabro fanerítico médio (denominada no presente estudo de cromitito) foi omitida devido ao fato de corresponder a ponto fora da curva, tendo em vista que alcançou 2.000 ppm, enquanto as demais rochas da UUM atingiram o valor máximo de 2 ppm, mostrando enriquecimento de 1.000 vezes.

Nota-se pelos diagramas de Cr e Ni que as rochas da UUM apresentam diferentes alinhamentos, refletindo os processos de enriquecimento nestes elementos na fração mais serpentinizada. Por sua vez, os valores de TiO₂ e Al₂O₃ mostram os baixíssimos teores dos respectivos componentes e sua afinidade incompatível, sugerindo que esta Unidade da IRT corresponde a komatíitos empobrecidos em alumínio e titânio. Conclusão similar pode ser interpretada a partir do gráfico MgO-Al₂O₃ (Fig, 19), que fica claro o alto conteúdo de magnésio dessas rochas e o baixo teor de alumínio.

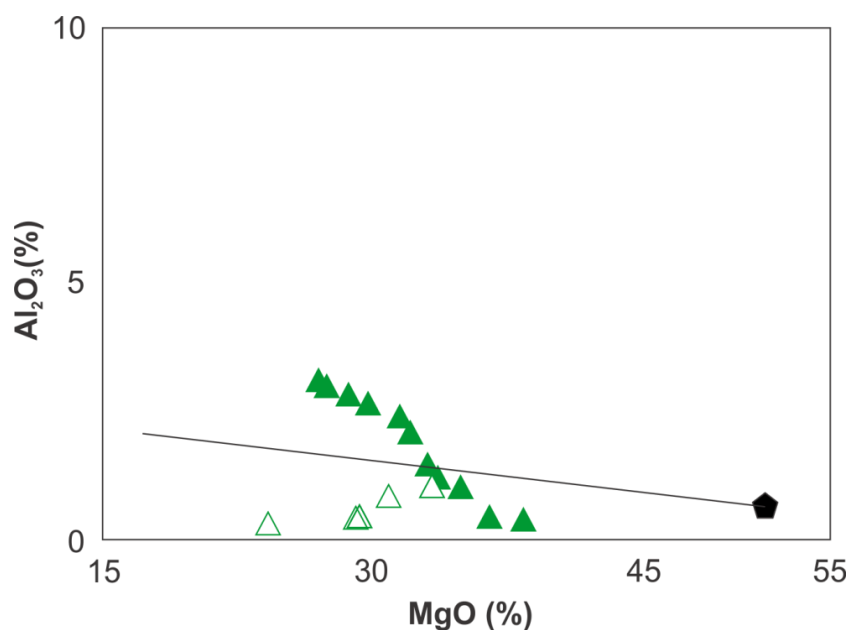


Fig. 19 – Diagrama binário MgO-Al₂O₃ mostrando que os protólitos da UUM são komatíitos alumínio-empobrecidos. O polígono preto mostra o início de cristalização de olivina de composição Fo-94 segundo Arndt, *et al.* (2008). A linha apresenta a tendência de evolução magmática para os protólitos da UUM. Triângulos verdes preenchidos correspondem a conjunto de amostras não alteradas, enquanto triângulos verdes com fundo branco representam amostras serpentinizadas. Explicação no texto.

Assim, os dados sugerem que existe intervalo composicional entre a sequencia máfica e ultramáfica, o que provavelmente indica que as rochas geradas nesta intrusão não são produtos de uma série única de diferenciação, derivada de magmas cogenéticos, mas representam distintos pulsos.

Diagramas de Harker feitos exclusivamente para amostras da UUM (Fig. 20) mostram a tendência no aumento da concentração de Ca com início de cristalização de clinopiroxênios, assim como incremento de Ti tende a ocorrer na presença de piroxênios e de anfibólios, como a hornblenda. Novamente os diagramas de Cr e Ni mostram grande dispersão relacionada ao enriquecimento de fase mineral ricas em olivina e cromita nestas rochas.

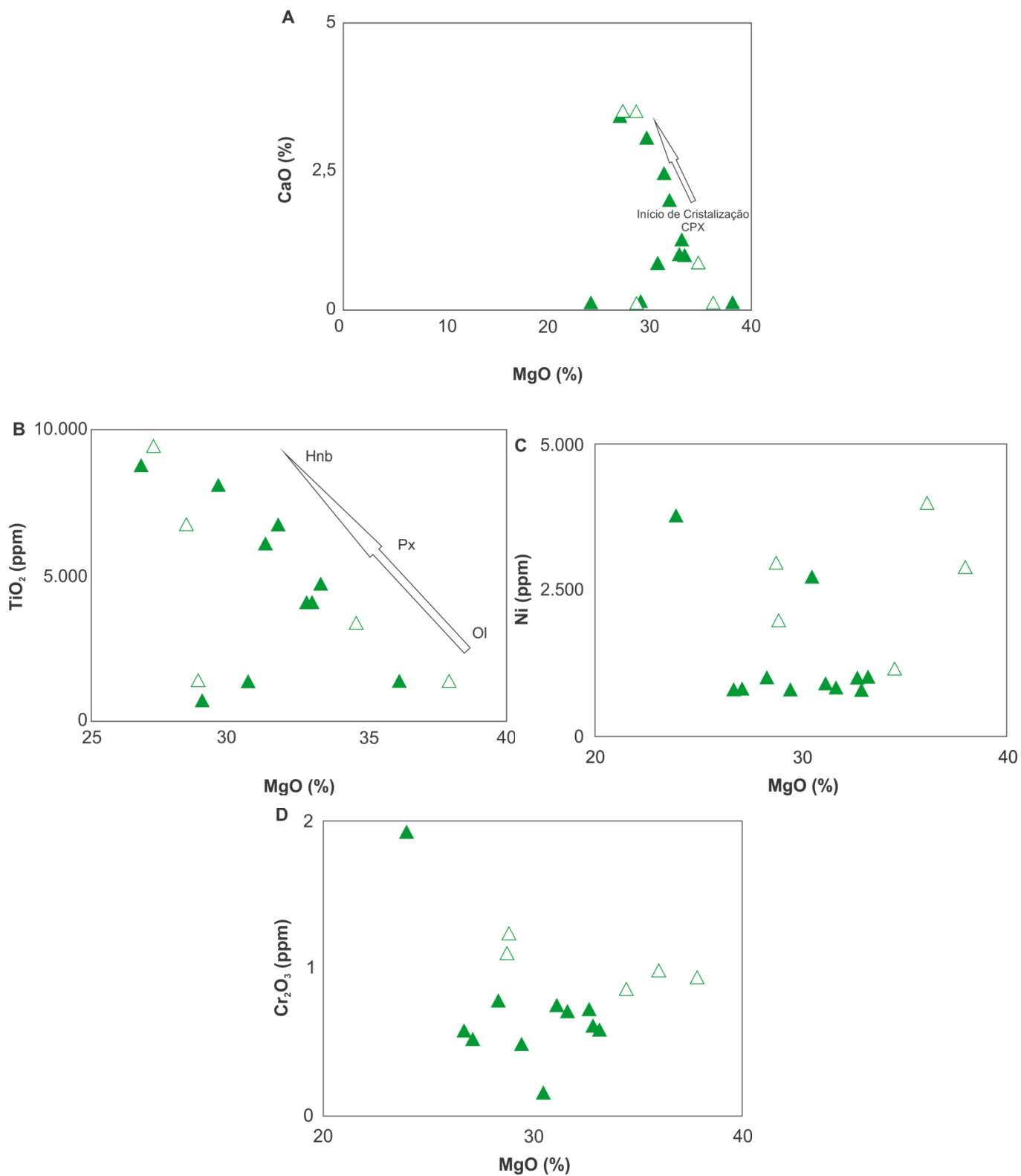


Fig. 20 – Diagramas binários MgO-CaO; Mg-Ni; MgO-TiO₂; e MgO-Cr₂O₃ mostrando a dispersão dos elementos e a sequência de cristalização mineralógica. Novamente triângulos verdes preenchidos correspondem a conjunto de amostras não alteradas, enquanto triângulos verdes com fundo branco representam amostras serpentinizadas.

Elementos Traço

Os elementos traços (Fig. 21), verificados pelos diagramas multielementares, quando comparados em relação aos padrões internacionais de fontes mantélicas atuais, mostram-se mais enriquecidos em praticamente todos os elementos. Os teores de elementos HFSE (*High Field Strength Elements*) são razoavelmente homogêneos com pequenas anomalias, a exemplo do que ocorre com o Zr, o Nb e o Th, enquanto são bastante variáveis em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), sobretudo Rb e Ba. Os teores dos ETR (Elementos Terras Raras) Gd, Dy, Y e Er são muito próximos, o que gera o padrão retilíneo da extremidade direita do gráfico. As rochas gabróicas da sequência máfica tem tendência geoquímica similar a rochas geradas em ambientes de arco de ilhas intraoceânicos. Este fato é corroborado pelas anomalias negativas de Nb e positivas em Sr em geral são acompanhadas de enriquecimento em SiO₂ e refletem a interação de rochas ultrabásicas como komatiitos com processos relacionados a subdução em margens convergentes, podendo ser associado a enriquecimento metassomático do manto subcontinental litosférico e/ou interação com material crustal de composição félsica (crosta continental) (Huppert e Sparks, 1985; Arndt e Jenner, 1986; Barley, 1986; Leshner e Arndt, 1995; Chavagnac, 2004; Arndt, 2008). A amostra EB-12, da Unidade Máfica, é quem representa melhor esta tendência de rochas geradas no contexto de arcos de ilhas (Fig. 21). É importante notar neste gráfico os altos teores de Rb, mostrando o enriquecimento neste elemento nos gabros.

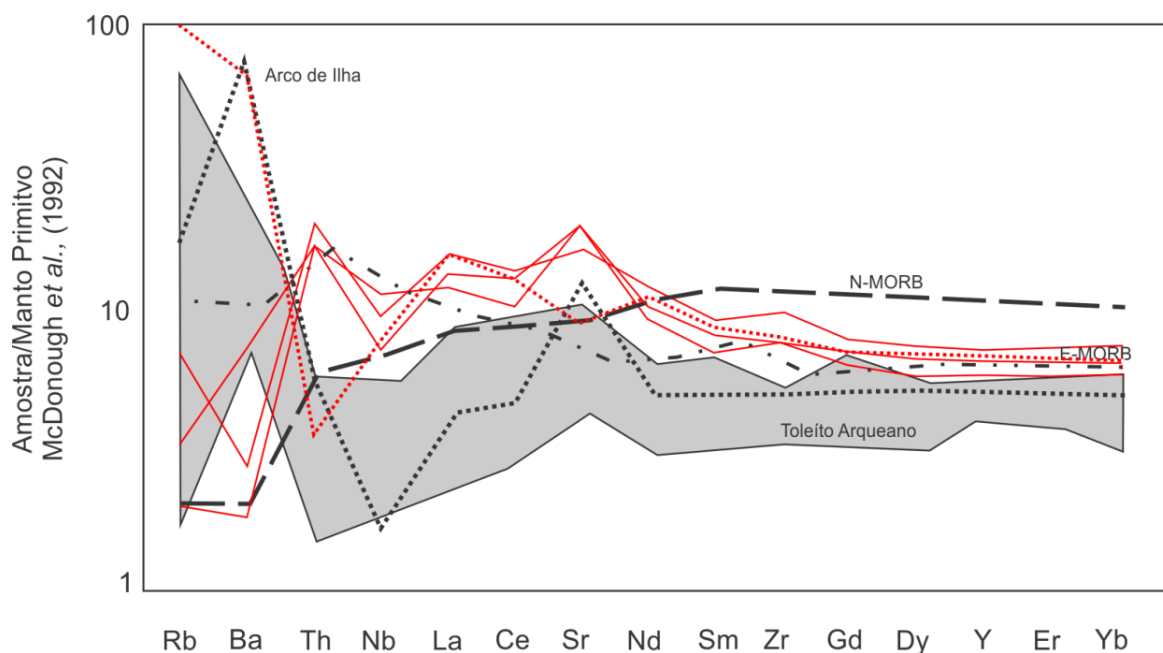


Fig. 21 – Diagramas multielementares dos protolitos máficos. Linha vermelha tracejada representa a amostra EB-12. Notar a grande anomalia positiva de Rb e Ba. Diagrama normalizado ao manto primitivo segundo McDonough *et al.* (1992). Linha tracejada indicando N-MORB e linha traço-ponto indicando E-MORB extraídos de Sun e McDonough (1989), linha preta pontilhada indicando arco de ilha toleítico de Sun (1980) e área hachura da indicando toleitos arqueanos extraído de Arndt *et al.* (1997).

Assim, os elementos traços também podem ser utilizados como outros rastreadores de processos relacionados à contaminação crustal e/ou metassomatismo em magmatismo básico, bem como para checar se ocorrem significativas alterações em relação a composição original das rochas

associadas a este magmatismo. O estudo das razões entre elementos traços das rochas estudadas (compatíveis/incompatíveis) permite rastrear processos magmáticos, independente de eventos metamórficos, sendo pouco influenciadas por cristalização fracionada ou grau de fusão parcial do manto (Condie, 1994).

É o caso dos diagramas que envolvem elementos considerados como móveis e geralmente são enriquecidos na crosta continental, tais como U, Ba, Rb e Sr (Chavagnac, 2004). Os diagramas binários Zr-Nb, Zr-Nd e La-Ta (Fig. 22) para as rochas ultramáficas da IRT, mostram uma grande dispersão que pode ser interpretado como relacionado a dois distintos conjuntos. O primeiro, composto por amostras bem alinhadas, representam protólitos que refletem a composição original do magma, e o outro formado por serpentinitos e websteritos que apresentam alinhamento distinto do principal, mostrando diferenças em relação a sua composição inicial, possivelmente devido a interações pós-magmáticas.

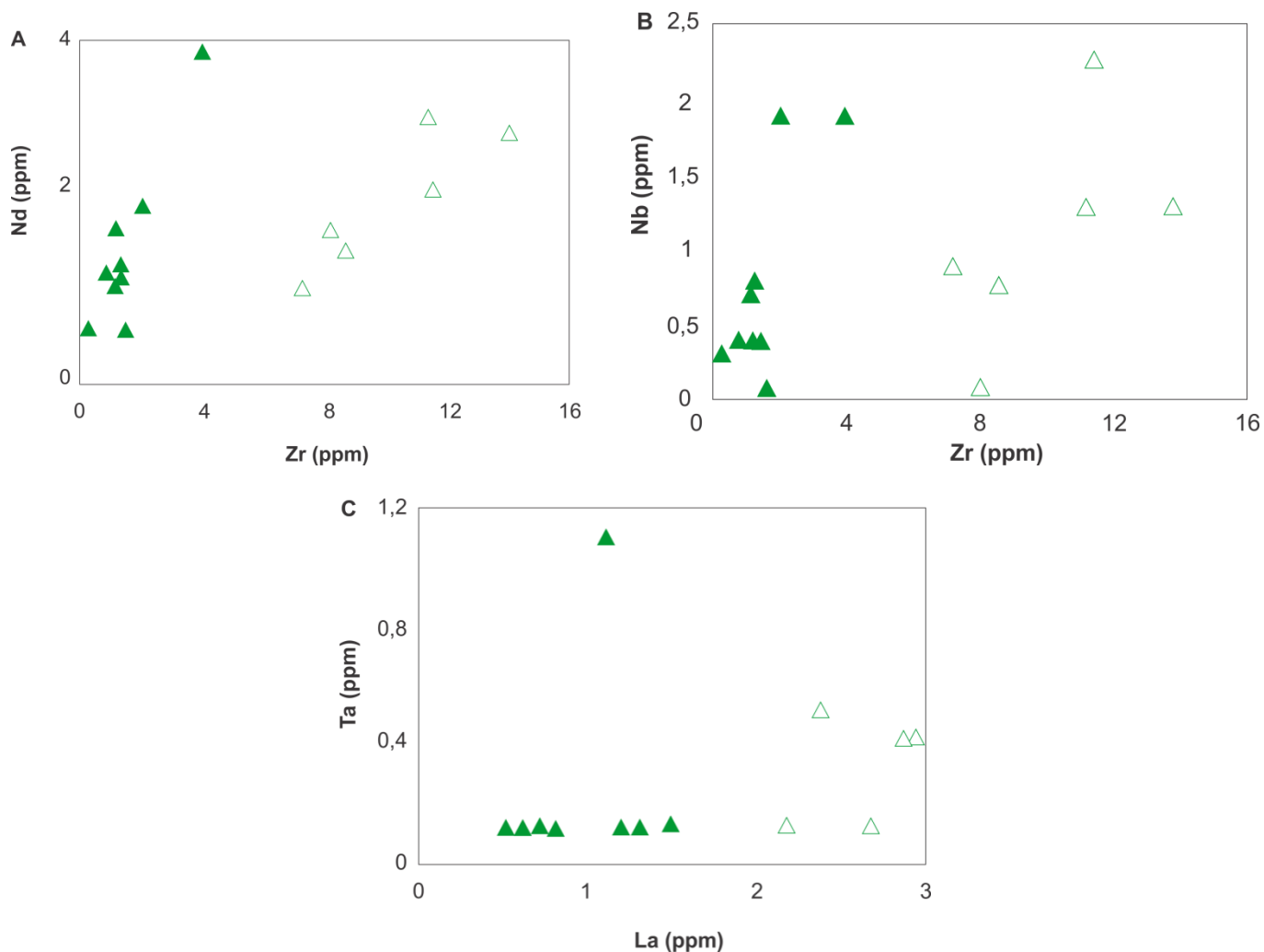


Fig. 22 – Diagramas Binários de amostras da Unidade Ultramáfica. Em (A) Diagrama Zr-Nd mostra alinhamento principal com reta passando próximo a origem, representada por triângulos verdes preenchidos, representam amostras composicionalmente inalteradas. As amostras triangulares de fundo branco apresentam variado grau de modificação composicional pós-magmática. Em (B) e (C) diagramas Zr-Nb e La-Ta, respectivamente, indicando a mesma relação anterior. Amostras exclusivas da Unidade Ultramáfica. Legenda idem à Fig. 18. Diagramas extraídos de Chavagnac (2004).

Os valores das razões Nb/Yb-Th/Yb e Nb/Yb-TiO₂/Yb em diagramas propostos por Pearce (2008), (Figs. 23A e 23B, respectivamente), nas rochas do IRT, apresentam claramente regiões de interface entre distintos contextos geotectônicos, onde nossos dados plotam campos definidos como de interação entre diferentes reservatórios mantélicos. Estes gráficos sugerem que tanto a sequência máfica, quanto a ultramáfica da IRT foram geradas em um ambiente de transição e/ou envolvendo sistema de arco de ilhas intraocênicos e MORBs.

Esta variação de fontes mantélicas pode ser bem evidente em diagramas que mostram tanto altas razões Nb/Yb, que são indicativas de fontes mais profundas, originadas no manto astenosférico, quanto valores menores da razão Nb/Yb indicam câmaras magmáticas geradas a menores profundidades, na região de manto litosférico subcontinental, e na zona de estabilidade do plagioclásio como fase aluminosa em zonas relacionadas a ambientes de arco magmático ou MORB.

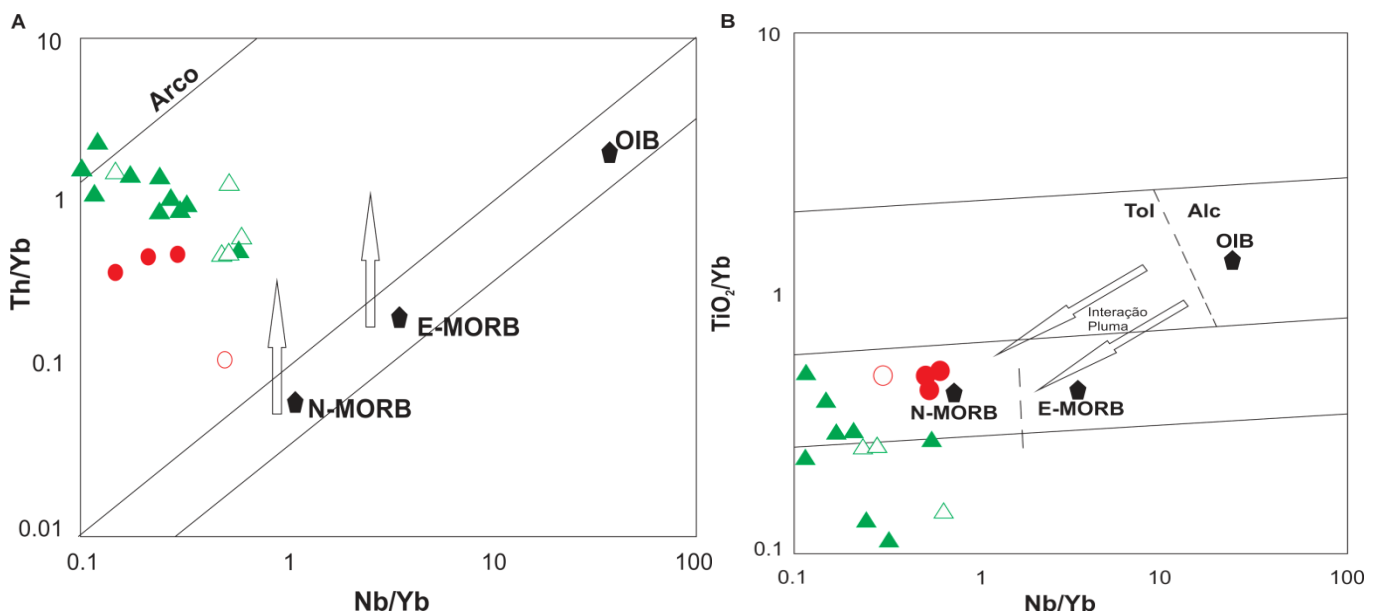


Fig. 23 – Em (A) relação Nb/Yb x Th/Yb e em (B) razão Nb/Yb x TiO₂/Yb mostrando os campos prováveis de formação dos protólitos ígneos. As setas indicam interações magmáticas entre distintas fontes, indicando magmatismo complexo e heterogêneo. Notar que a assinatura geoquímica verificada em (A) é intermediária entre N-MORB e arco de ilhas. Modificado de Pearce (2008). Os polígonos pretos representam os valores característicos de N-MORB, E-MORB e OIB.

A mesma relação de fontes mantélicas heterogêneas para as rochas do IRT também pode ser observada no gráfico da razão Th/Ta-La/Yb (Condie, 1989, 1990, 1994; Jochum *et al.*, 1991) (Fig. 24), em que predominam fontes empobrecidas como MORBs ou platôs oceânicos. Em oposição, arcos de ilha e basaltos continentais apresentam maiores razões (Th/Ta maior que 5 e La/Yb maior que 2), ou seja, magmas originados a partir de fontes enriquecidas nestes elementos.

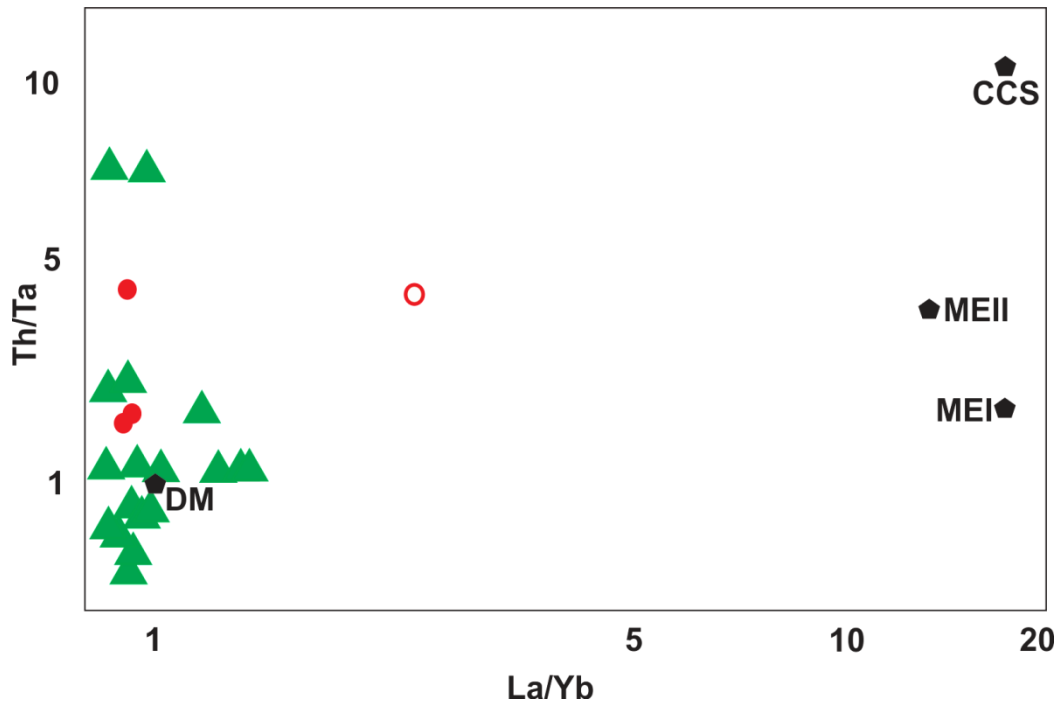


Fig. 24– Relação La/Yb x Th/Ta, mostrando as baixas razões de La/Yb e os valores mais variáveis de Th/Ta. Explicação no texto. Círculo vermelho com fundo branco correspondente a amostra EB-12. DM = Manto Empobrecido. MEI e MEII = Manto Enriquecido; CCS = Crosta Continental Superior Arqueana. Modificado de Condie (1989).

É importante salientar que o estudo de razões de elementos traços não pode ser usado sozinho para definição de reservatórios mantélicos, mas pode auxiliar na definição de antigos ambientes geotectônicos, sendo possível distinguir se as rochas são derivadas de plumas ou não, e se foram formadas em ambiente convergente, arco, ou ambientes divergentes. Desta maneira, a utilização de razões de elementos HFSE para análise de toleítos modernos e a sua correlação para estudos de rochas arqueanas, sugere que algumas características da fonte magmática permaneçam preservadas no decorrer do tempo e da atuação dos processos pós-magmáticos (Condie, 2005b). No caso das rochas do IRT é possível que tenha ocorrido participação de componente relacionado a plumas mantélicas na geração do magmatismo básico presente no Maciço São José do Campestre na Província Borborema, o que possivelmente explicaria, aliado a processos pós-magmáticos e a heterogeneidade de fontes, a grande dispersão de amostras verificado nos gráficos mostrados na figura 25.

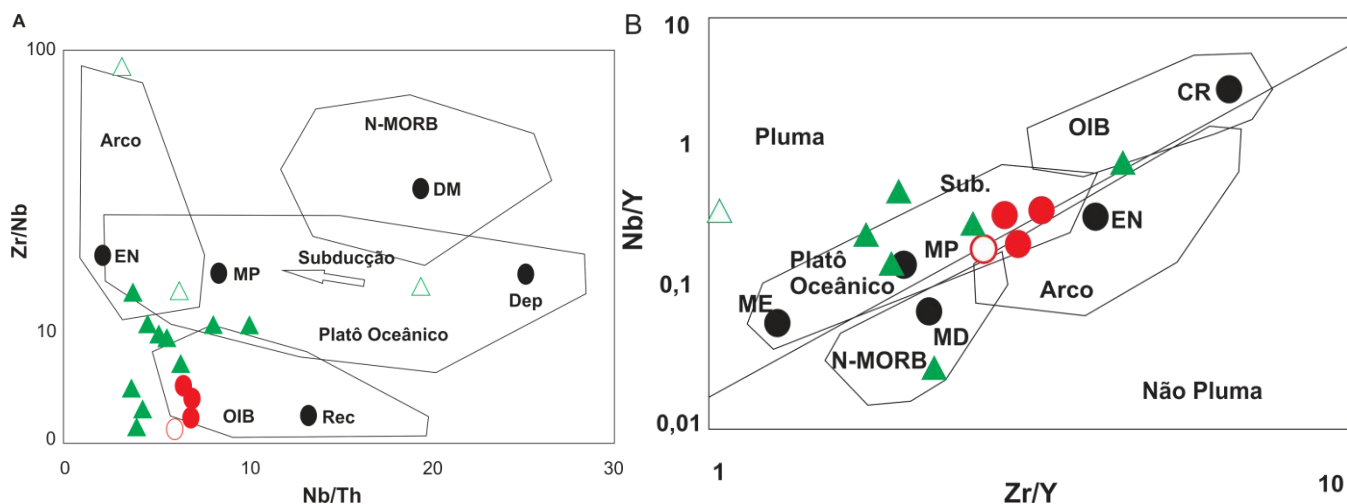


Fig. 25—Diagramas de Razões Nb/Th x Zr/Nb e Zr/Y x Nb/Y mostrando possíveis contextos geotectônicos de formação da IRT. Siglas: MP = Manto Primitivo; DM e Dep = Manto Empobrecido; ME = Manto Empobrecido Profundo; MD = Manto Empobrecido Raso; CR e Rec = Crosta Reciclada; EN = Manto Enriquecido. Modificado de Condie, 2005b.

Outra característica importante obtida foi a relação Ti/V para as rochas da Unidade Ultramáfica (Fig. 26). Ambos, Ti e V, se comportam como elementos incompatíveis, imóveis e pouco reativos a eventos metamórficos e segundo o diagrama de Shervais (1982), arcos de ilhas apresentam baixos teores de Ti e altos valores de V. Contrapondo-se a isso, a assinatura de MORB é enriquecida em Ti e pode ser levemente empobrecida em V. A análise da figura mostra que os teores de V das amostras da UUM não passam de 120ppm e as da UM alcançam cerca de 35ppm. Quanto ao Ti, novamente as rochas ultramáficas são mais empobrecidas que os gabros, mas nenhuma das amostras apresenta alto teor. Dessa forma, nota-se que amostras da UM são enriquecidas nos dois componentes, Ti e V, comparativamente às amostras da UUM, fortemente empobrecida em ambos, mas ambas são de baixo teor de Ti e médio-alto valor de V.

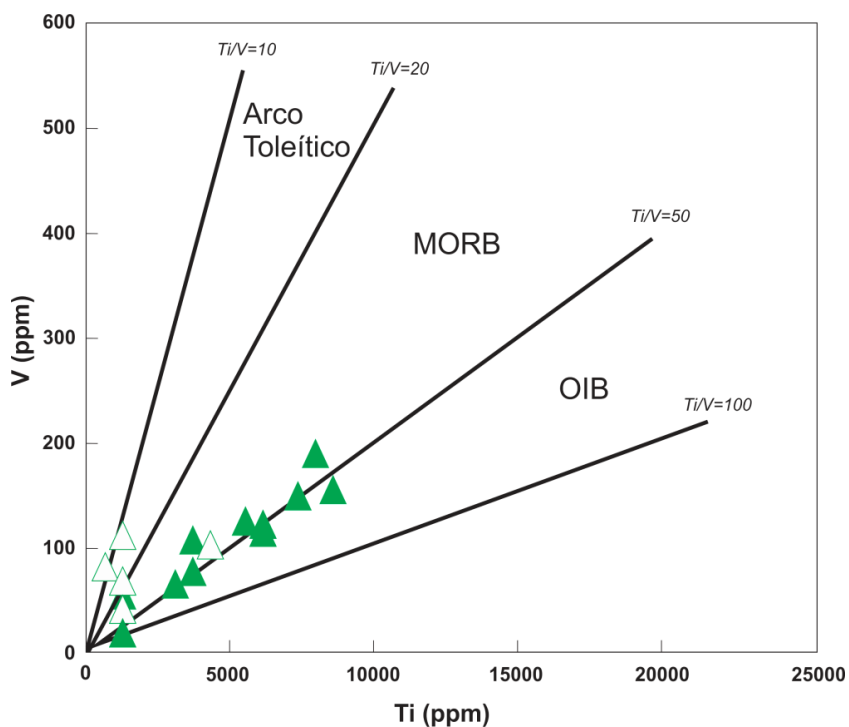


Fig. 26 – Relação Ti-V das amostras da UUM, mostrando representantes separados em dois conjuntos distintos. Legenda idem à Fig. 18, com triângulos verdes preenchidos são piroxenitos, enquanto triângulos com fundo branco são amostras de serpentinóis. Modificado de Shervais (1982).

Ainda em relação aos possíveis ambientes de formação, quando se considera apenas as rochas da Unidade Máfica, os gráficos ternários Zr-Yx3-Ti/100 (Pearce e Cann, 1973) e Zr-Sr/2-Ti/100 (Mullen, 1983) (Fig. 27) são indicativos de contexto tectônico de rochas geradas em ambiente de assoalho oceânico ou em arco de ilha.

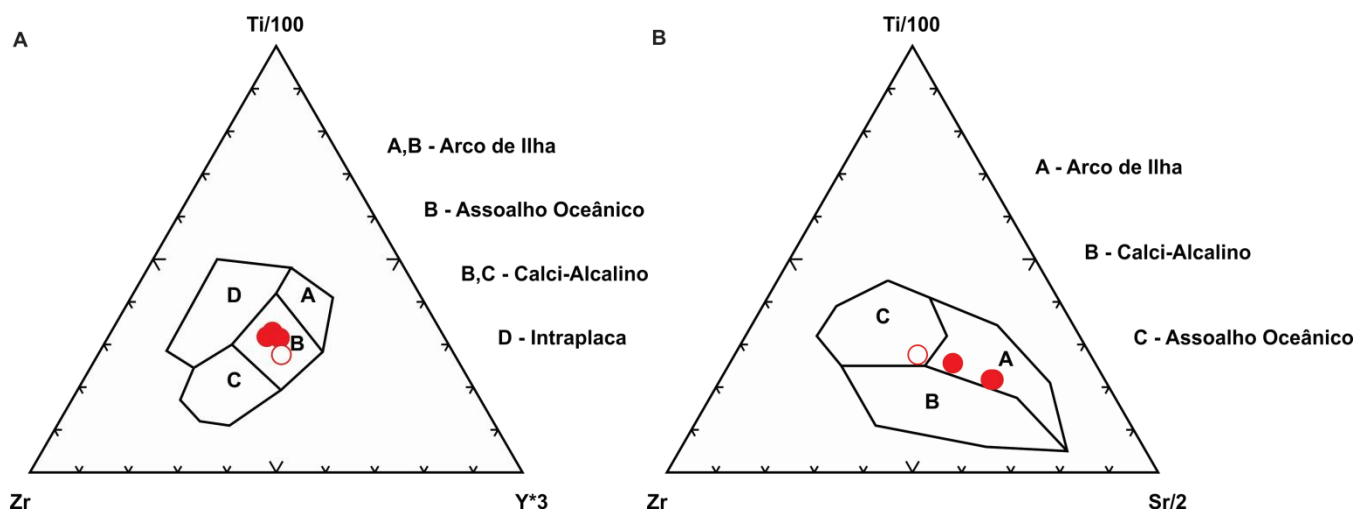


Fig. 27 – Diagramas Tectônicos. Em (A) diagrama de Pearce e Cann (1973) e em (B) Mullen (1983) indicando prováveis contextos tectônicos de formação dos protólitos máficos. O círculo com fundo branco corresponde à amostra EB-12. As amostras da Unidade Ultramáfica foram excluídas.

O estudo comparativo das rochas da Intrusão Riacho da Telha com campos definidos para a variação dos reservatórios mantélicos atuais, representando diferentes ambientes tectônicos de magmatismo básico, sugerem que os mesmos são produto da interação de diferentes fontes. A grande maioria mostra um comportamento similar a rochas geradas no manto primitivo, se assemelham a E-MORBs e toleitos arqueanos, só que mais evoluídos. Por sua vez, as rochas gabróicas da sequencia máfica tem tendência geoquímica similar a rochas geradas na interação de ambientes de arco de ilhas intraoceânicos e platôs.

Em outras palavras, a heterogeneidade nas fontes mantélicas precursoras destes magmas é o fator dominante na geração deste magmatismo máfico no Arqueano da Província Borborema.

Elementos Terras Raras – ETR

As concentrações de ETR das amostras do corpo são apresentadas na Tabela 3. De uma maneira geral, os valores de ETR nas amostras da Unidade Ultramáfica são menores que os da Unidade Máfica. Ambas apresentam padrão retilíneo a levemente enriquecido em ETR Leves comparativamente aos ETR Pesados (Fig. 28). Os baixos valores para amostras da UUM são reflexo de sua composição, essencialmente de minerais magnesianos como olivina, piroxênios, serpentinas e opacos, os quais retêm menores quantidades de elementos incompatíveis, tais como ETR.

Nos protolitos ultramáficos os valores alcançam entre 1 a próximo de 5, indicando que o magma mantélico do qual se derivaram era bastante primitivo, tendo passado por leve enriquecimento na fonte, sobretudo nos ETRL.

Por sua vez, as rochas da UM tiveram maior enriquecimento, alcançando valores aproximadamente 10 vezes o condrito (Fig. 29 A e B), normalizado segundo Sun e McDonough (1989), caracterizando fontes diferentes para os dois conjuntos de rochas analisadas.

As amostras da UUM são bastante variáveis, sendo que há dois diferentes padrões, visíveis na figura 28. Um deles representam amostras com comportamento geoquímico retilíneo, sem alterações expressivas em qualquer ETR (Fig. 29A). Já o padrão de 5 amostras, das quais 3 serpentinitos e 2 piroxenitos, apresentam padrões não retilíneos e com fortes anomalias em Ce e Tm (Fig. 29B).

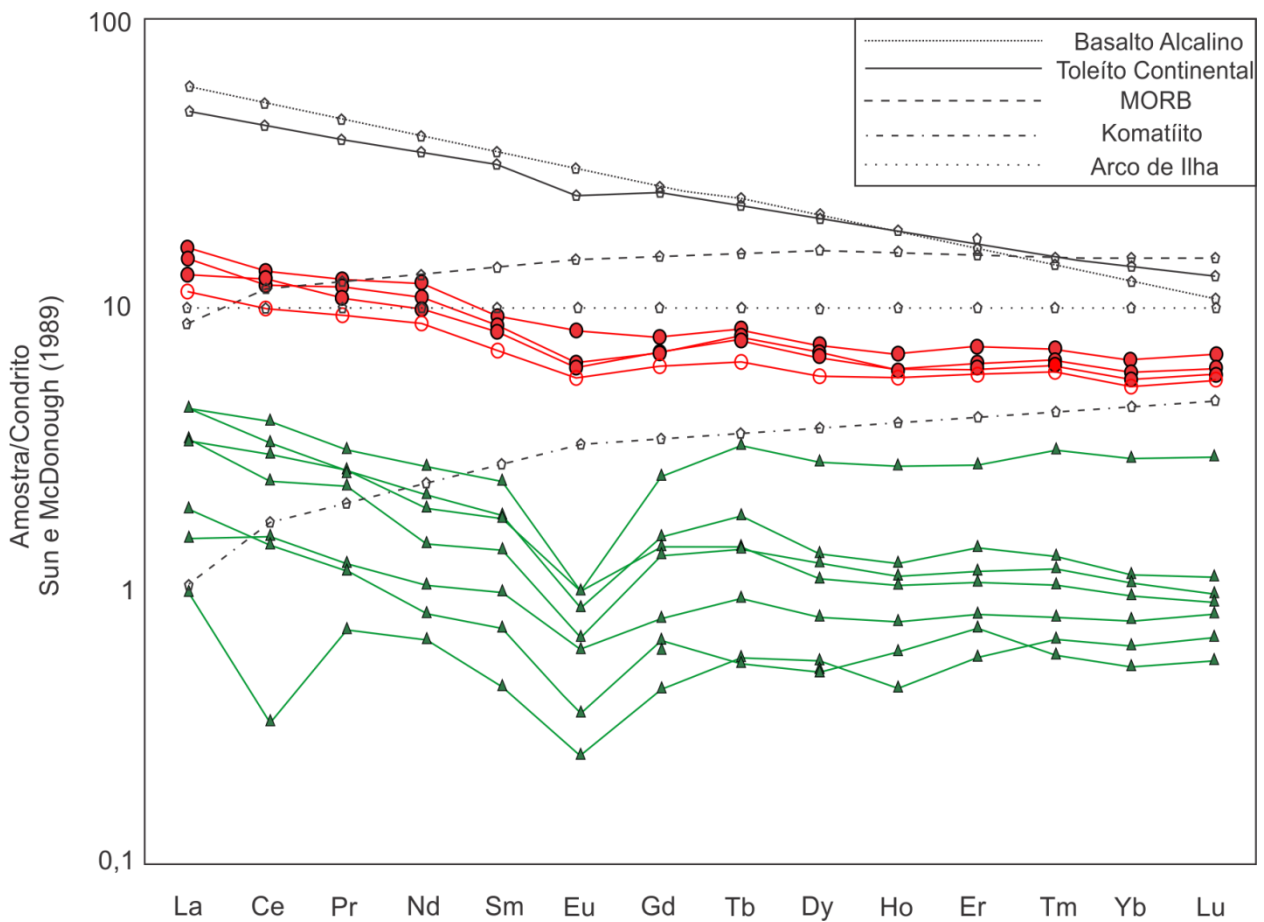


Fig. 28 – Padrão levemente enriquecido em ETRL. Importante notar o enriquecimento de cerca de 10 vezes o condrito nos protolitos da Unidade Máfica, enquanto os protolitos da Unidade Ultramáfica apresentam valores próximos a 1, mas ambos com padrão retilíneo semelhante ao padrão de ilha e/ou MORB. Normalizado em relação ao condrito segundo Sun e McDonough (1989). Dados comparativos extraídos de Philpotts, (1990).

É importante notar que todas as amostras, tanto da UM quanto da UUM, apresentam anomalias negativas de Eu, algumas pouco expressivas, mas na maior parte, sobretudo das amostras ultramáficas, o padrão é muito empobrecido neste elemento. Isso pode ser justificado pela presença de plagioclásio, sendo que as anomalias sugerem fracionamento ou retenção deste mineral na área-fonte.

Tabela 3 – Análises de geoquímica de rocha total para Elementos Terras Raras (ETR) de amostras da Intrusão Riacho da Telha

Amostra/ Elemento	Unidade Máfica				Unidade Ultramáfica										
	EB-12	Pot-9	Elmo-6D	Elmo-6F	BR-117A	BR-117B	BR-117C	BR-117D	BR-117E	BR-117F	BR-117G	BR-117L	Pot-2	Pot-5	Pot-8
La	10,8	9,5	8,3	11	2,2	1,2	0,8	2,4	2,9	3	2,7	0,6	0,5	0,7	1,5
Ce	22,5	23,2	18,6	24,7	5,4	1,9	1,5	4,3	6,9	5,9	2,1	0,2	0,4	0,6	2
Pr	3,39	3,01	2,65	3,49	0,72	0,26	0,25	0,63	0,86	0,71	0,56	0,19	0,17	0,19	0,31
Nd	15	13,8	12,4	16,4	2,7	0,6	0,7	1,9	3,8	2,9	1,7	0,6	0,8	0,9	1,4
Sm	3,8	3,6	3,11	4,02	0,8	0,11	0,19	0,6	1,1	0,8	0,29	0,24	0,2	0,2	0,4
Eu	1,07	1,03	0,95	1,41	0,16	0,05	0,04	0,11	0,16	0,14	0,09	0,06	0,04	0,04	0,04
Gd	4,2	4,18	3,79	4,67	0,8	0,14	0,41	0,75	1,43	0,88	0,36	0,36	0,3	0,26	0,78
Tb	0,86	0,85	0,71	0,9	0,15	0,04	0,08	0,15	0,34	0,19	0,06	0,05	0,05	0,06	0,11
Dy	5,03	4,95	4,27	5,43	0,79	0,22	0,59	0,9	2,08	1	0,39	0,28	0,31	0,41	0,55
Ho	0,99	0,98	0,9	1,11	0,16	0,05	0,14	0,18	0,44	0,19	0,09	0,07	0,06	0,07	0,11
Er	3,07	3,1	2,8	3,51	0,48	0,11	0,51	0,54	1,32	0,67	0,27	0,3	0,18	0,26	0,31
Tm	0,46	0,5	0,45	0,53	0,08	0,03	0,08	0,09	0,23	0,1	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Yb	2,65	2,75	2,7	3,16	0,45	0,17	0,46	0,51	1,37	0,54	0,21	0,2	0,14	0,3	0,17
Lu	0,44	0,46	0,41	0,5	0,07	0,03	0,08	0,07	0,22	0,08	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02
TOT/C	0,10	0,02	0,02	0,03	0,06	0,07	0,02	0,05	0,05	0,04	0,03	0,08	0,04	0,03	0,05
TOT/S	0,04	0,07	<0,02	<0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	<0,01	<0,01	0,03	<0,02	0,02	<0,01	0,01

Outras anomalias negativas verificadas referem-se aos teores de Ce, as quais novamente são mais expressivas nas amostras da UUM e possivelmente são oriundas da oxidação e conseqüente perda deste elemento ocorrida durante a evolução dos protolitos. Essa oxidação se daria por conta da ação da água do mar, responsável pela formação de sulfatos de Ce ou nódulos de Mn e Ce, os quais seriam precipitados na forma de sedimentos químicos no fundo do oceano (Chavagnac, 2004). Contudo, outra interpretação possível decorre do fato que anomalias negativas de Eu e Ce sugerem interação fluido/rocha em ambientes de subducção e conseqüentemente não correspondem a composição química primária do magma ultramáfico (Chavagnac, 2004).

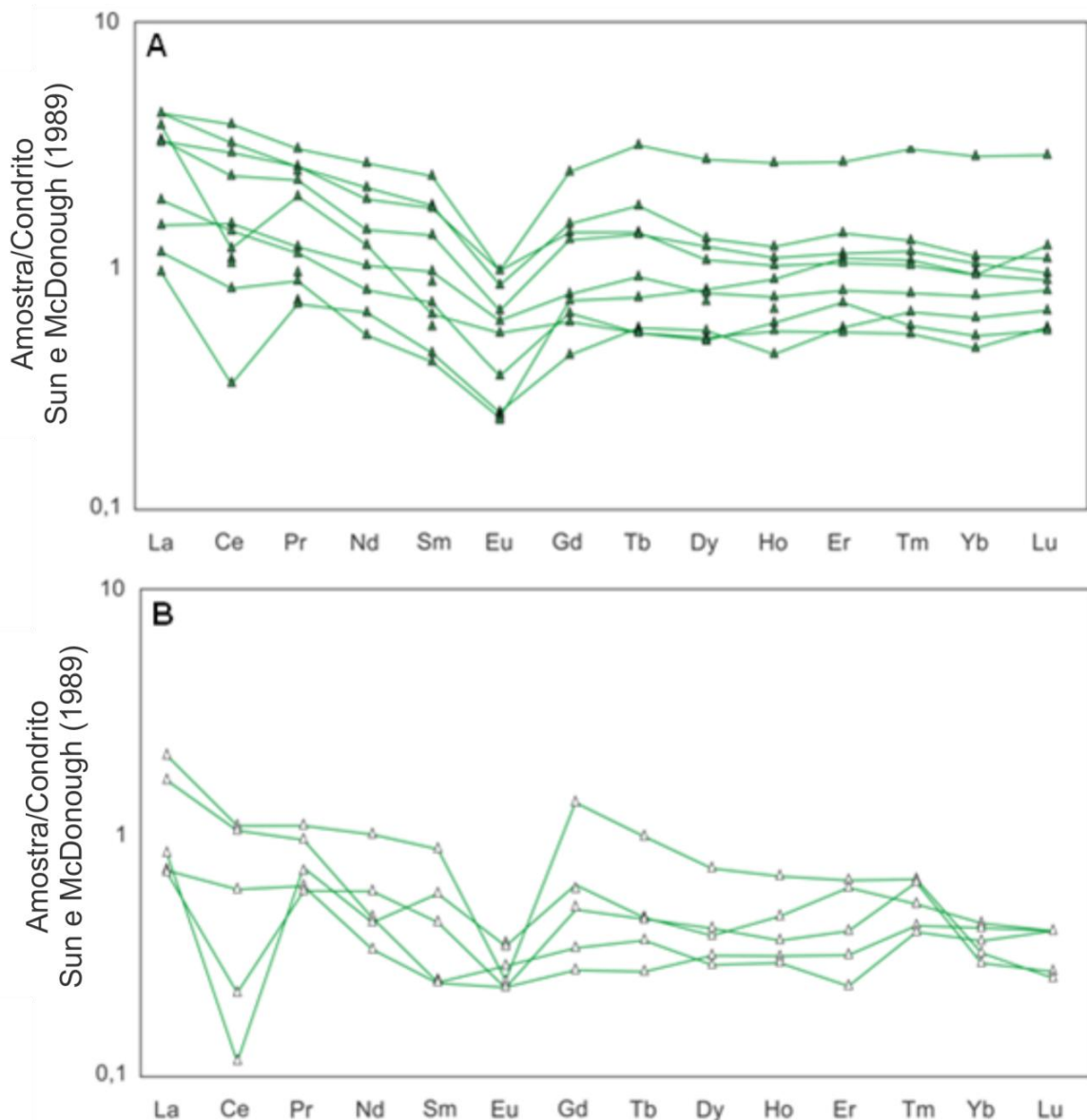


Fig. 29 – Padrão de ETR para as rochas ultramáficas da IRT. Em (A) amostras de piroxenitos com padrão retilíneo e sem expressivas anomalias. Em (B) amostras serpentizadas mostrando composição química divergente da média das demais. Normalizado em relação ao condrito segundo Sun e McDonough (1989).

Geocronologia e Geologia Isotópica

Sistema U–Pb

O método geocronológico U-Pb por LA ICMPS foi utilizado com o intuito de estabelecer a época de cristalização da suíte máfica estudada. Foram analisados cristais de zircão prismáticos, euédricos, alongados e límpidos de diopsídio-hornblenda gabro localizado na porção norte da Unidade Máfica. A amostra escolhida foi a EB-12, que se destaca em todos os diagramas geoquímicos e contem grande quantidade de Zr. A idade obtida define um intercepto superior em torno de 3083 ± 17 Ga (Fig. 30), que foi interpretada como correspondente à idade de cristalização do protólito máfico, caracterizando o magmatismo na região como de idade mesoarqueana.

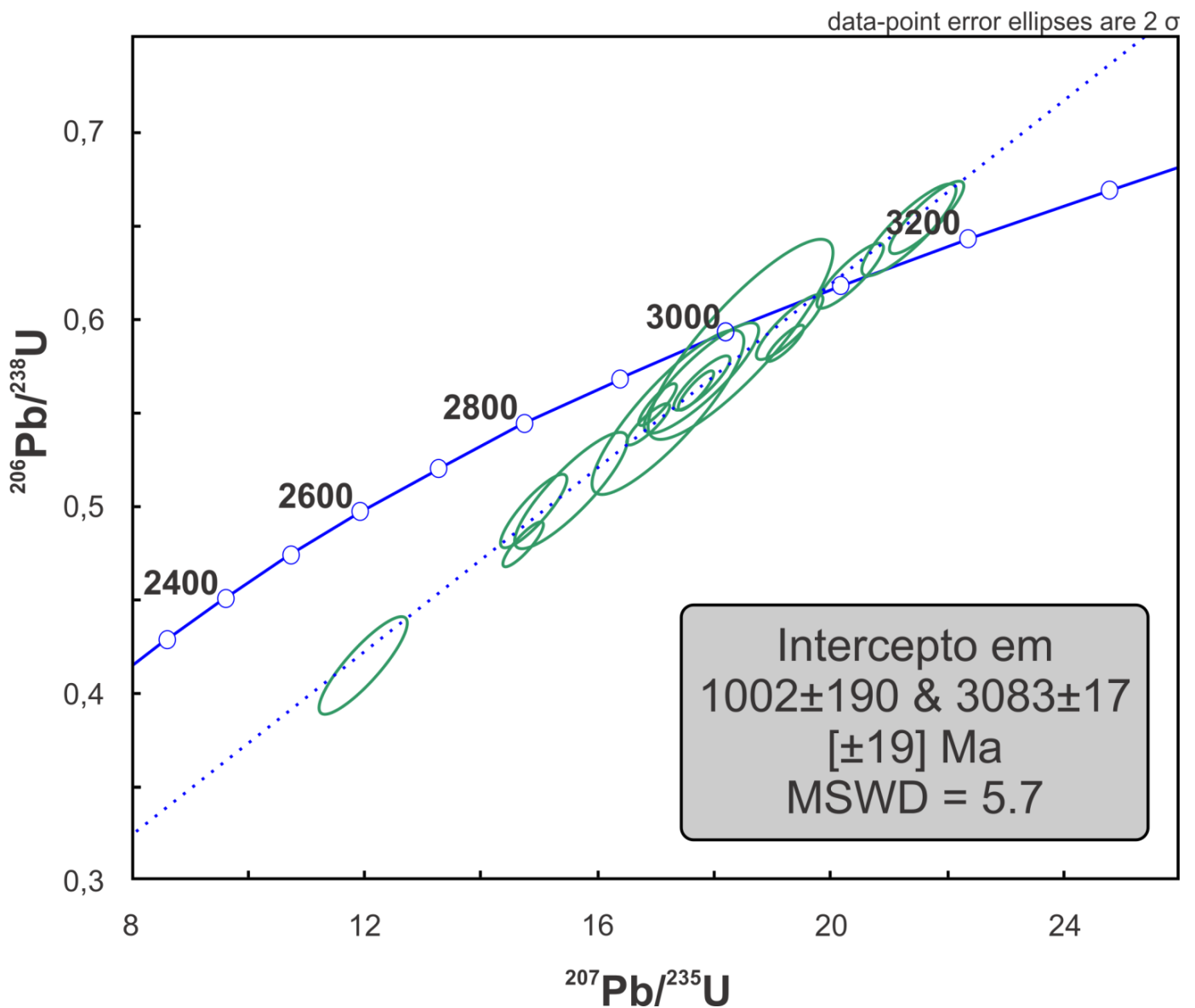


Fig. 30 – Geocronologia U-Pb sugere idade de cristalização do protólito em 3.083 Ga.

Sistema Sm–Nd

Os isotópos de Nd foram obtidos em diferentes litotipos das duas unidades que compõem o corpo e os resultados são mostrados na tabela 4. Para calcular os valores de ϵ_{Nd} (t), sendo $t = 3.08$ Ga, a idade de cristalização do gabro datado pelo método U-Pb, que a priori foi considerada como representativa para toda a intrusão. Neste caso, a variação de valores essencialmente positivos entre +0,41 e +6,41, sugere fontes empobrecidas e próximo ao condrito (manto primitivo) na geração do magmatismo da IRT.

A atuação de processos relacionados à contaminação crustal, metassomatismo mantélico e ou alteração pós-magmáticas nas rochas máficas e ultramáficas da IRT podem ser sugeridos pelas amostras que apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em torno de 0,11, enquanto as razões originais do protólito variam entre 0,15 e 0,2, bem como pela variação da concentração inversa de Nd e da razão Sm/Nd (Fig. 31A e B, respectivamente). Neste caso, a dispersão dos dados reflete a perturbação do sistema isotópico. Se todas amostras representassem sistema fechado, definiriam uma reta passando pela origem do gráfico (Chavagnac, 2004).

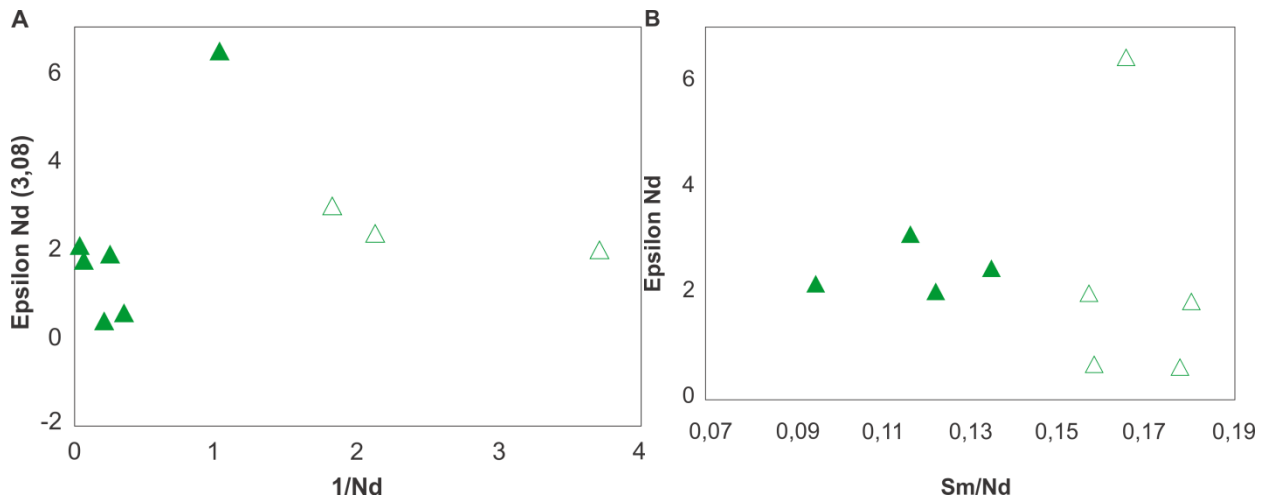


Fig. 31 – Gráficos de Razões Isotópicas de amostras da Unidade Ultramáfica. Em (A) diagrama 1/Nd x ϵ_{Nd} (3,08) mostrando as amostras serpentizadas com altas razões 1/Nd, indicando distúrbio nos valores isotópicos para essas amostras. Em (B) novamente a alta razão de Sm/Nd, plotada no gráfico Sm/Nd x ϵ_{Nd} , mostra o distúrbio das amostras serpentizadas.

Uma tentativa de obter a idade absoluta apenas considerando as amostras da Unidade Ultramáfica é mostrado no diagrama isocrônico da figura 32. As rochas ultramáficas se alinham em uma reta definindo uma idade de referência em torno de 2.737 ± 120 Ma.

Tabela 4 – Dados isotópicos de Sm-Nd para diferentes protolitos ultramáficos e máfico da Intrusão Ricahó da Telha

Amostra	Tipo de Rocha	Unidade	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ $t=3.08$	T_{DM} (Ga)
BR-117A	Websterito	Ultramáfica	0,05	0,27	0,1219	0,511127 \pm 29	-29,48	+1,89	2902
BR-117B	Websterito	Ultramáfica	1,39	4,73	0,1785	0,512152 \pm 18	-9,47	+ 0,41	-
BR-117C	Websterito	Ultramáfica	10,67	68,52	0,0942	0,510862 \pm 12	-34,64	+ 2,04	2804
BR-117D	Websterito	Ultramáfica	10,68	68,74	0,0944	0,510843 \pm 8	-35,1	+ 2,01	2824
BR-117E	Serpentinito	Ultramáfica	1,11	3,7	0,1816	0,512431 \pm 19	-4,04	+ 1,78	2981
BR-117F	Serpentinito	Ultramáfica	0,72	2,76	0,159	0,511643 \pm 17	-19,4	+ 0,49	-
BR-117G	Websterito	Ultramáfica	0,11	0,55	0,1164	0,511665 \pm 60	-22,13	+ 2,97	2271
BR-117N	Serpentinito	Ultramáfica	0,1	0,47	0,1352	0,51158 \pm 23	-20,64	+ 2,31	2643
BR-117L	Serpentinito	Ultramáfica	0,24	0,79	0,1869	0,511462 \pm 22	-22,94	-	-
Elmo-6C	Serpentinito	Ultramáfica	0,038	0,1125	0,2040	0,512071 \pm 30	-11,07	-	-
Pot-2	Serpentinito	Ultramáfica	0,168	0,516	0,1974	0,510128 \pm 75	-49,00	-	-
Pot-5	Ortopiroxenito	Ultramáfica	0,267	0,969	0,1664	0,510751 \pm 27	-37,00	+ 6,41	-
Pot-9	Gabro	Máfica	3,586	13,694	0,1583	0,511980 \pm 18	-13,00	+ 1,77	2985

Algumas amostras de serpentinitos não se alinham nesta reta, e são as que mostram razões Sm-Nd mais primitivas (fonte mantélica empobrecida). Enquanto os piroxenitos e websteritos apresentam razões semelhantes a rochas crustais, causam grande espalhamento dos dados e podem se alinhar em uma reta com idades variando entre 2,2 e 2,3 Ga, bem como 1,0 Ga. Esta variação foi interpretada como refletindo a perturbação no sistema isotópico Sm-Nd por alterações pós-magmáticas (metamorfismo e/ou hidrotermalismo). Estas podem estar representando processos de metassomatismo do manto enriquecido ou contaminação crustal. Isótopos de Sr podem auxiliar na discussão destas hipóteses.

As idades modelo T_{DM} calculadas para as rochas máficas e ultramáficas mais fracionadas (razão > 0.15) não tem significado geológico. Contudo, as amostras com razões crustais podem refletir a época do processo de perturbação do sistema isotópico, que seriam no Arqueano, em torno de 2.7 Ga e/ou no Paleoproterozóico. A amostra representativa da Unidade Máfica, POT-9, tem as mesmas características isotópicas das rochas da Unidade Ultramáfica.

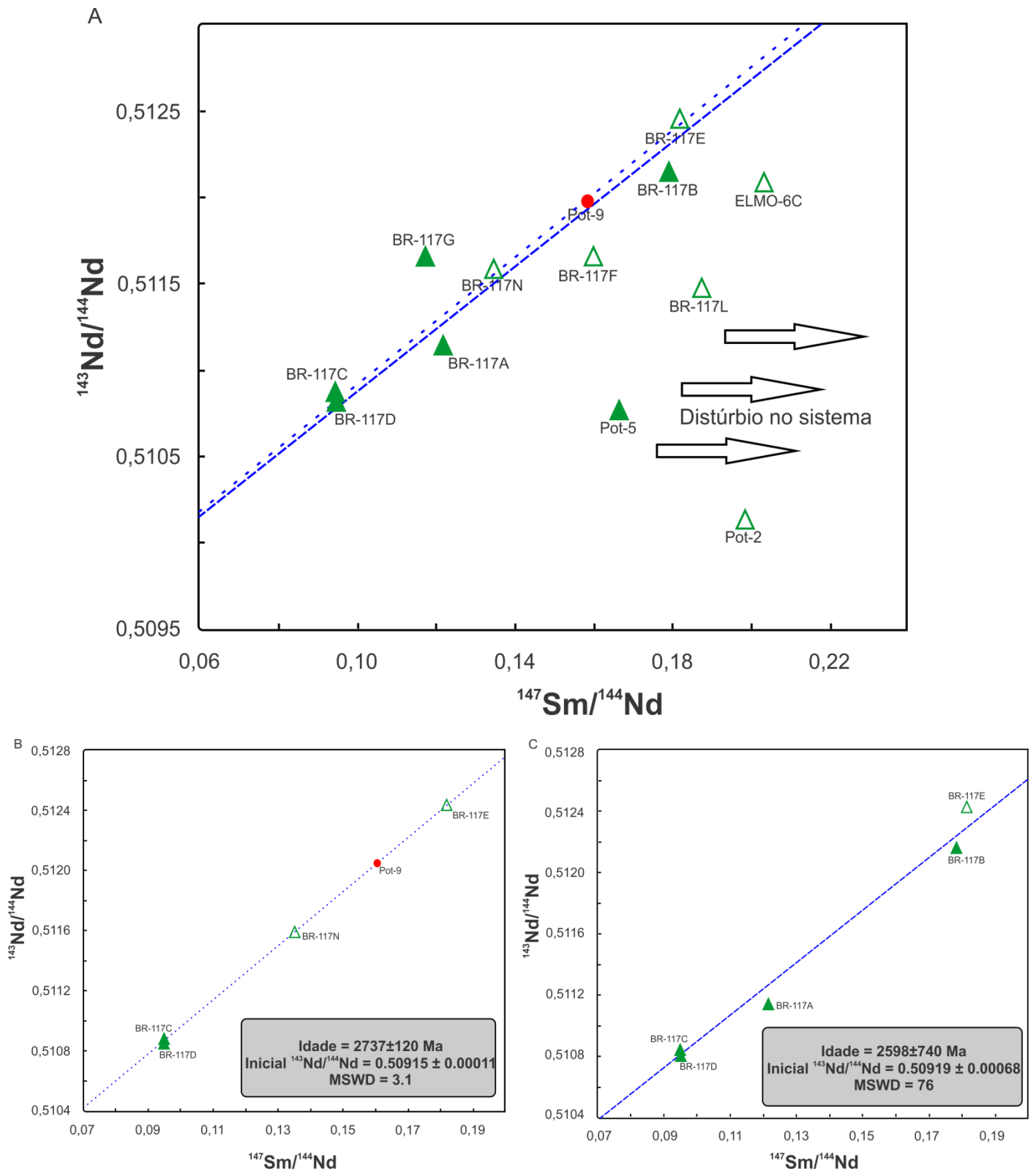


Fig. 32 – Em (A) Geocronologia Sm-Nd mostrando dispersão de amostras, padrões que representam distúrbio no sistema e idades de eventos pós-magmáticos ocorridos em 2,737 e 2,598 Ga, detalhados em (B) e (C), respectivamente.

Discussões

A identificação de grande quantidade de magmatismo máfico no núcleo arqueano do Maciço de São José do Campestre permite sugerir novas hipóteses para a evolução deste segmento da Província Borborema. As rochas vulcano-sedimentares do MSJC, conforme proposto por Dantas (2009), podem representar um *greenstone belt* arqueano. Nesse aspecto, os complexos máficos-ultramáficos correspondem aos principais indicadores que podem dar informações a respeito das condições geotectônicas e geodinâmicas de fusão do manto nesta região.

Estudos sobre a evolução do manto no Arqueano envolvem histórias complexas. Há dois principais modelos que explicam essa evolução: a ocorrência de acreção de platôs oceânicos e a interação entre arcos e plumas mantélicas nos oceanos arqueanos, têm se tornado propostas comuns na literatura internacional de *greenstone belts* (Richards, *et al.*, 1989; Duncan e Richards, 1991; Davies e Richards, 1992; Arndt *et al.*, 2008) cuja principal ferramenta de correlação nestes estudos é a litogeoquímica e geoquímica isotópica. Análises baseadas em relações de razões de elementos incompatíveis têm demonstrado que a relação destas razões não muda com o tempo e pode ser usada como discriminantes de domínios dentro do manto (reservatórios mantélicos) tanto em basaltos recentes como em rochas do Arqueano (Condie, 2005a). O mesmo se aplica à geoquímica isotópica (*e.g.* Dickin, 1995).

O estudo detalhado do corpo Riacho das Telhas, uma pequena intrusão de aproximadamente 5km², de forma alongada e composta de uma sequência diferenciada de rochas máficas e ultramáficas, sugere a coexistência de magmas distintos e com histórias evolutivas bastante diferentes. Mesmo ocorrendo juntos, eles não são cogenéticos.

As rochas da Unidade Ultramáfica mostram características químicas similares a magmas komatiíticos. A distribuição dos elementos traço indica que muitas das feições geoquímicas e isotópicas primárias foram preservadas, assim, os komatiitos são do tipo empobrecidos, baixo alumínio e titânio e exibem razões próximas ao condrito. Da mesma maneira, o comportamento geoquímico de ETRs sugere que os processos pós-magmáticos não perturbam muitas das feições primárias destas rochas. Contudo, verifica-se pelos gráficos de diversas figuras, entre elas Fig. 19, 22 e 31 que há contaminação em pelo menos 5 amostras da UUM e 1 da UM, sendo três de websteritos, duas de serpentinitos e uma de gabro.

Komatiitos formados em arcos intraoceânicos e intercalados com rochas vulcânicas mostram assinaturas de fonte de manto superior empobrecido (Kerrick e Wyman, 1996). Na região em estudo são caracterizados como tipos de magmas depletados em Al, Sc e Y, com alto conteúdo de Ni, Cr, Th, Nb e terras raras leves. Segundo Kerrich e Wyman (1996), magmas deste tipo seriam derivados de fonte mantélica que teve como fase aluminosa o plagioclásio, o que mostra a pouca profundidade de geração magmática e exclui a possibilidade de uma fonte de pluma.

Diversos estudos mostram que basaltos arqueanos são enriquecidos em Ni, Fe e Cr, enquanto são depletados em Al_2O_3 (Condie, 1984; Arndt, 1991; Arndt, *et. al.*, 1993) comparativamente a basaltos pós-arqueanos. Condie (1994) e Arndt (1991) apontam que há tendência em que o teor de Ni varie muito pouco em basaltos de platôs, ficando com índices entre 80 e 100 ppm em média, enquanto índices mais elevados que esses poderiam refletir maiores graus de fusão parcial, provavelmente oriundos de uma pluma mantélica. De forma semelhante, as tendências de valores para MORB e arcos de ilhas seriam produzidas por graus variados de fusão do manto e do grau de cristalização fracionada de uma fonte única. Assim, platôs oceânicos modernos também podem apresentar os mesmos teores que basaltos arqueanos derivados de MORB ou arcos, dependendo do grau de fusão mantélica. No caso dos elementos Cr e Ni, mostrados na figura 18, as rochas de composição ultrabásica e básica definem campos diferentes e mostram transição entre as Unidades.

A presença de uma camada rica em hornblenda gabros contendo cromita, ocorrendo próximo ao contato entre as duas unidades identificadas neste trabalho abre espaço para a discussão dos processos de cristalização fracionada nesta intrusão. As suspeitas são que a cromita formou-se a partir de líquido imiscível do magma silicático, podendo ser gerada como fase tardia após a consolidação das rochas ultramáficas, ou como fase precoce proveniente de novo pulso magmático após a cristalização de um mais antigo que teria evoluído por cristalização fracionada até dar origem à Unidade Máfica, antes do líquido rico em Cr ter sido carregado à câmara magmática.

As rochas gabróicas da intrusão mostram teores razoavelmente homogêneos de HFSE (*High Field Strength Elements*), com pequenas anomalias negativas de Nb e Zr, e bastante variáveis em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) como Cs, Rb e Ba.

Gráficos considerando as razões Nb/Yb-Th/Yb, Nb/Yb-TiO₂/Yb, ambos apresentados por Pearce (2008), La/Yb-Th-Ta proposto por Condie (1989) e Ti-V, modificado de Shervais (1982), permitem inferir que as rochas presentes na Intrusão Riacho das Telhas tenham sido geradas em condições de transição de MORB e arco de ilha intraoceânico. É possível que a origem tenha se dado a partir de N-MORB pouco profundo e evoluído rapidamente para um processo tectônico convergente, no qual a crosta recém formada se chocou com uma crosta mais antiga e espessa. Dessa forma, a formação do arco teria sido posterior à cristalização dos litotipos ultramáficos, com a presença de magma de afinidade toleítica, cujo líquido original tenha sido gerado a baixa profundidade.

A hipótese mais indicada pelos dados obtidos neste trabalho leva em consideração a origem em dorsal meso-oceânica, com geração de platô e com posterior evolução para um ambiente de arco de ilha intraoceânico, relacionado a posterior enriquecimento por subducção da cunha mantélica, demonstrada pelo gráfico La/Yb-Th-Ta (Fig. 24).

A partir da IRT, é possível afirmar que praticamente todas as informações são coincidentes com os estudos de Gibson (2002) e Arndt *et al.* (2009), com exceção da

profundidade de geração do material, tendo em vista que o magmatismo ocorrido no MSJC possivelmente ocorreu a pouca profundidade, na zona de estabilidade do plagioclásio.

Por fim, a presença de grande quantidade de magmatismo básico no MSJC pode estar relacionada a evento de formação de LIPs, contudo a existência destas no Arqueano ainda não é pacífica, sendo necessários estudos complementares para sua comprovação (Bryan e Ernst, 2008; Dylek e Ernst, 2008). No entanto, segundo Bryan e Ernst (2008) esse período é marcado pela formação de *greenstone belts*, originados por magmatismo toleítico-komatiítico, os quais são os principais candidatos a terem formado LIPs durante o Arqueano, sobretudo a partir do Mesoarqueano. Nesse sentido, a IRT e os demais complexos máfico-ultramáficos do MSCJ constituem possíveis representantes de LIP arqueana que podem auxiliar na compreensão da evolução deste éon.

Conclusões

O mapeamento de detalhe na escala de 1:25.000 permitiu identificar dois conjuntos litológicos distintos, incluindo uma Unidade Ultramáfica (UUM) e outra Unidade Máfica (UM) em uma intrusão de aproximadamente 5km² denominada de Intrusão Riacho das Telhas (IRT).

A Unidade Ultramáfica é litologicamente mais diversificada e constituída por protolitos que variam entre dunitos, lherzolitos, wehrlitos, websteritos, clinopiroxenitos e ortopiroxenitos, em geral com textura cumulática, enquanto a Unidade Máfica é petrologicamente monótona, onde são observadas apenas variações de diopsídio-hornblenda gabros a hornblenda gabros em geral faneríticos médios. Nesta Unidade os protolitos não apresentam ortopiroxênio ou olivina e tem como diferença marcante a presença ou ausência de clinopiroxênio, mas sempre em proporções consideravelmente menores do que nos peridotitos e piroxenitos da UUM.

Nas amostras da UM a sequência de cristalização dos protolitos se dá pela cristalização de cpx, plagioclásio e opacos, sobretudo magnetita e cromita. A formação de cpx e plagioclásio teria tornado o magma gradativamente menos cálcico, o que permitiu a formação da última fase mineral ainda cálcica, mas com menor teor, ou seja, a hornblenda.

Os dados de química mineral indicam clinopiroxênios ricos em Ca e ortopiroxênios ricos em Mg, demonstrando que o magma parental era de tipo primitivo. Os teores dos plagioclásios analisados também indicam composição mais rica em Ca, enquanto hornblenda sugere composição intermediária em Ca e Na. Isso indica que o magma que originou a UM inicialmente era mais rico em Ca e com seu gradativo consumo para formação de minerais cálcicos, houve leve enriquecimento em Na, o que teria permitido a formação de plagioclásio tardio com teor mais próximo à albita.

As análises de litogeoquímica sugerem que o magmatismo toleítico do corpo, com alto teor de MgO, pode indicar a existência de magmas komatiíticos. Além disso, os diagramas multielementares permitem inferir que a água do mar influenciou na composição e na alteração das rochas.

As razões de diversos elementos químicos, acrescidas à associação de campo e aos dados da petrografia, permite concluir que a IRT apresenta uma gênese complexa, oriunda da interação de magmas de fontes distintas, tendo o magmatismo sido originado por fonte de MORB levemente empobrecido, mas com assinatura de manto primitivo semelhante ao padrão condrítico ou então por magmatismo de arco de ilha oceânica, o qual pode ter sofrido enriquecimento metassomático relacionado a plumas durante subducção.

As duas unidades mapeadas (UUM e UM) da Intrusão Riacho das Telhas não são cogenéticas, o que foi verificado pelo intervalo composicional e pelas diferenças de comportamentos geoquímicos. Os dados indicam que o corpo corresponde a uma associação de magmatismo komatiítico seguido por magmatismo toleítico, característica típica do Arqueano.

Os dados isotópicos de U-Pb evidenciam cristalização magmática da intrusão durante o Arqueano, em $\pm 3,08$ Ga, corroborando que o Maciço São José do Campestre corresponde a um dos mais velhos fragmentos da Plataforma Sulamericana. Essa idade corresponde a evento magmático comum em diversas partes do mundo. Os isótopos de Sm-Nd por sua vez indicam pequena contribuição crustal (ϵ_{Nd} máximo de +6,41 e mínimo de +0,41).

Finalmente, a associação de campo, a petrografia, a química mineral e de rocha total indicam que o processo dominante de formação da intrusão tenha se dado por cristalização fracionada. Contudo, conforme já mencionado a análise de campo e os diagramas litogeoquímicos sugerem que não há correlação direta entre a UUM e a UM, corroborado pelos intervalos composicionais existentes entre as amostras das duas unidades.

Além disso, o intenso magmatismo máfico-ultramáfico observado em campo permite cogitar a existência de uma grande província ígnea (LIP) ou mesmo de um ofiolito no MSJC, nos quais a IRT faria parte como pequeno fragmento, individualizado dos demais pelos sucessivos processos tectônicos atuantes desde o Arqueano.

Em termos econômicos, a presença de cromita e a anomalia em uma das amostras em Cr e Au permite inferir o potencial não só da IRT, mas que há perspectivas promissoras para a exploração mineral de minerais metálicos nas centenas de fragmentos dispersos ao longo do *trend* NW localizado no núcleo do Maciço.

Referências Bibliográficas

- Albarède, F., Télouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agraniér, A., Nelson, B., 2004. *Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2725-2744.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simpósio Geologia do Nordeste. Campina Grande, pp. 363–391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. *Brazilian structural provinces: an introduction*. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29.
- Anhaeusser, C.R., 1985. *Archean Layered Ultramafic Complexes in the Barbeton Mountain Land, South Africa*. In: *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*, edited by L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, and W. Weber, Geological Association of Canada Special Paper 28, 1985.
- Anhaeusser, C. R., 2001. *The anatomy of an extrusive-intrusive Archean mafic-ultramafic sequence: the Nelshoogte Schist Belt and Stolzberg Layered Ultramafic Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa*. *S. Afr. J. Geol.*, 104(2),167-204.
- Arndt, N.T., Jenner, G.A., 1986. *Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia*. *Chemical Geology*, v. 56, p. 229-255.
- Arndt, N.T., 1991. *High Ni in Archean tholeiites*. *Tectonophysics*187, 411–419.
- Arndt, N.T.; Albarède, F.; Nisbet, E. G., 1993. *Mafic and Ultramafic Magmatism*. In: *Greenstone Belts*. Edited by de Wit, M. and Ashwal, L.D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, nº 35.
- Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedorenko, V.A., 1993. *Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism*. *Tectonophysics* 223, 39–52.
- Arndt, N.T., 1994. *Archean Komatiites*. In: *Condie, K.C. (ed.) 1994. Archean Crustal Evolution*, vol. 10. Elsevier, Amsterdam. Chapter 1, pp.11-44.
- Arndt, N.T., Kerr, A.C., Tarney, J., 1997. *Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 289– 301.
- Arndt, N. T., Leshner, C.M., Barnes, S.J., 2008. *Komatiite*. Cambridge University Press, Cambridge. 487 pp.
- Arndt, N. T., Coltice, N., Helmstaedt, H., Gregoire, M., 2009. *Origin of Archean subcontinental lithospheric mantle: Some petrological constraints*. *Lithos* 109 (2009) 61-71.
- Bickle, M. J. 1978. *Heat loss from the Earth: a constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40:301-315.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J. N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. *Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards*. *Chemical Geology*, 205, 115-140.
- Brito Neves, B.B., Kawashita, K., Mantovani, 1975. Contribuição à geocronologia do Precambriano cearense. In: *Proceedings of the Seventh Symposium of Geology*. Geological Society of Brazil, Fortaleza, pp. 299–318.
- Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do nordeste do Brasil. Escala 1:1.000.000. Livro Docência Thesis, Departamento de Geologia Geral, USP, São Paulo-SP, Brasil, 177p.
- Brito Neves, B.B., dos Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. *Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil*. In: *Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, pp. 151–182.
- Brown, G. M., 1957. *Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland*. *Mineralogical Magazine*, London, v. 31, p. 511-543, 1957.
- Brown, G. M., Vincent, E. A., 1963. *Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland*. *Journal of Petrology*, London, v. 4, part 2, p. 175-197, 1963.
- Bryan, S. E., Ernst, R.E., 2008. *Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)*. *Earth-Science Reviews* 86, 175-202.
- Buhn, B. M., Pimentel, M, M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively*

- coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS)*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81, 1-16.
- Burke, K., 1988. *Tectonic evolution of the Caribbean*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16:201-230.
- Capdevila, R., Goodwin, A.M., Ujike, O., Gordon, M.P., 1982. *Trace element geochemistry of Abitibi volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi belt*. *Can. Geol.*, 10:418-422.
- Caby, R., 1989. *Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit*. Geological Society of America Special Paper 230, pp. 145–158.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., Vauchez, A., 1991. *Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil*. In: Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 373–397.
- Cawthorn, R.G., Collerson, K.D., 1974. *The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron contents from electron microprobe analyses*. *Am. Mineral.* 59, 1203-1208.
- Chavagnac, V., 2004. *A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for the Archean mantle*. *Lithos* 75 (2004) 253–281.
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1994. *Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences*. *Reviews of Geophysics* 32, 1–36.
- Condie, K.C., 1984. *Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution*. *J. Petrol.*, 26: 545-563.
- Condie, K.C., 1985. *Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution*. *J. Petrol.*, 26: 545-563.
- Condie, K.C., 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution* (3rd ed.). Pergamon Press, Oxford, 476 pp.
- Condie, K.C., 1990. *Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones*. In: R.P. Hall and D.J. Hughes (Editors), *Early Precambrian Basic Magmatism*. Blackie, Glasgow, pp.40-55.
- Condie, K.C., 1994. *Greenstones through time*. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 85–120.
- Condie, K.C., 2005a. *Earth as an evolving planetary system*. Elsevier Academic press, 447 p.
- Condie, K. C., 2005b. *High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?* *Lithos* 79 (2005) 491– 504.
- Costa, P.C.C., Girardi, V.A.A., 2004. Petrografia e Química Mineral dos Diques Máficos da Região Crixás-Goiás, Estado de Goiás. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 27-42.
- Cox, K.G., 1980. *A model for flood basalt volcanism*. *J. Petrology* 21, 629-650.
- Dantas, E.L., 1997. *Geocronologia U–Pb e Sm–Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Ph.D Thesis. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP – Campus de Rio Claro, 208 pp.
- Dantas, E.L., 2009. *O Greenstone Belt de Serra Caiada: Evidências de antiga crosta oceânica no Maciço São José do Campestre-RN*. Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, Brasil.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., 1998. *Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (2), 221–228.
- Dantas, E.L., Roig, H.L., 2010. *O mapa geológico das Folhas João Câmara e São José do Campestre-RN na escala 1:100.000*. Anais 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 1080 p.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. *The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America*. *Precambrian Research* 130, 113–137.
- Davies, G.F., Richards, M.A., 1992. *Mantle convection*. *J. Geology*, 100, 151-206.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. Harlow, Essex; New York: Longman Scientific & Technical: Wiley. 696p.

- De Wit, M.J., Hart, R.A., Hart, R.J., 1987. *The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust*. Journal of African Earth Sciences 6 (5), 681–730.
- Dickin, Y., Ernst, R., 2008. *Links between ophiolites and Large Igneous Provinces (LIPs) in Earth history: Introduction*. Lithos 100 (2008) 1–13, Editorial.
- Duncan, R.A., Richards, M.A., 1991. *Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander*. In: Rev. Geophys., 29, 31-50.
- Duchesne, J.C., Charlier, B., 2005. *Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of cumulate formation and on the jotunite liquid line of descent*. Lithos 83 (2005) 229-254.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., dos Santos, T.J.S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J., Arthaud, M., 2000. *U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlântica”*. Revista Brasileira de Geociências, 30.
- Gibson, S.A., 2002. *Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads*. Earth and Planetary Science Letters 195 (2002) 59-74.
- Gioia, S.M.C.L., e Pimentel, M.M., 2000. *The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília*. An. Acad. Bras. Ciênc., 72:219-245.
- Glikson, A.Y., Jahn, B.M. 1985. *REE and LIL Elements, Eastern Kaapvaal Shield, South Africa: Evidence of Crustal Evolution by 3-Stage Melting*. In: Evolution of Archean Supracrustal Sequences, edited by L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, and W. Weber, Geological Association of Canada Special Paper 28, 1985.
- Helmsteadt, H., Padgham, W.A., Brophy, J.A., 1986. *Multiple dykes in the lower Kam Group. Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading?* Geology 14, 562-566.
- Hofmann, A.W., 1988. *Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust*. Earth Planet.Sci. Lett. 90, 297– 314.
- Hoffman, P. F., Ranalli, G. 1988. *Oceanic flake tectonics*. Geophys. Res. Lett., 15: 1077-1080.
- Hopson, C.A., Coleman, R.G., Gregory, R.T., Pallister, J.S., Bailey, E.H. 1981. *Geological section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, south-eastern Oman Mountains*. J. Geophys. Res., 86: 2527-2544.
- Hollings, P., Wyman, D.A., 1999. *Trace Element and Sm-Nd isotope systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3 Ga Lumby Lake greenstone belt, Superior Province: evidence for Archean plume-arc interaction*. Lithos, 189-213.
- Huppert, H. E., Sparks, S.J., 1985. *Komatiites I: Eruption and Flow*. J of Petrology, V.26, nº 3, 694-725.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Turner, J.S., Arndt, N.T., 1984. *Emplacement and cooling of komatiite lavas*. Nature 309, 19-22.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Turner, J.S., 1984. *Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers*. J. Geophys. Res. 89, 6857-6877.
- Huppert, H.E., Kerr, R.C., Hallworth, M.A., 1984. *Heating or cooling a stable compositional gradient from the side*. Int. J. Heat Mass Tran. 27, 1395-1401.
- Hussein, I.M, Kröner, A., Reischmann, T., 2004. *The Wadi Onib Mafic-Ultramafic Complex: a neoproterozoic supra-subduction zone ophiolite in the northern Red Sea Hills of the Sudan*. In: Kusky, T.M. (ed) Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology, v. 13, Series Editor: K.C. Condie. p. 163-206.
- Hussein, I.M., 2000. *Geodynamic evolution of the Pan-African crystalline basement in the northern Red Sea Hills, Sudan, with special emphasis on the Wadi Onib ophiolite and the geology to the west of Port Sudan*. Unpublished Ph.D. thesis. Univesity of Mainz, Germany, p. 325.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal Earth Sciences 8, 523-548.
- Jackson, S.E., Pearson, N. J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. *The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology*. Chemical Geology, 211, 47-69.
- Jardim de Sá, E. F., 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Ph.D Thesis. Universidade de Brasília, 803 pp.

- Jensen, L.S. 1976. *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks: Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 66, 22p.*
- Jochum, K.P., Arndt, N.T., Hofmann, W.W., 1991. *Nb–Th –La in komatiites and basalts, constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution.* Earth Planet. Sci. Lett. 107, 272–289.
- Kent, R.W., Hardarson, B.S., Saunders, A.D., Storey, M., 1996. *Plateaux ancient and modern; geochemical and sedimentological perspectives on Archaean oceanic magmatism.* Lithos 37, 129–142.
- Kerrick, R., Polat, A., 2006. *Archean greenstone–tonalite duality: thermodynamic mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics.* Tectonophysics 415, 141–165.
- Kerrick, R., Wyman, D.A., 1996. *A Review of Developments in Trace Element Fingerprinting of Geodynamic Settings and Their Implications for Mineral Exploration.* Special Volume of the Australian Journal of Earth Sciences v. 44, p. 465-488.
- Krogh, T. E., 1973. *A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations.* Geochim. Cosmochim. Acta, 37, p. 485–494.
- Kusky, T.M., 2004. *Precambrian ophiolites and related rocks.* Developments in Precambrian Geology. (ed.) Elsevier, 750p.
- Leake, B. E., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G., 1997. *Nomenclature of amphiboles.* European Journal of Mineralogy, Stuttgart, v. 9, p. 623-651.
- Leshner, C.M., Arndt, N.T., 1995. *REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia.* Lithos, v. 34, p. 127–158.
- Mackenzie, D., Bickle, M.J. 1988. *The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere.* J. Petrology, 29: 625-679.
- Mateinni, M., Junges, S. L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B. M., 2009. *In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil.* Gondwana Research.
- McCall, G.J.H., 1981. *Progress in research into the early history of the Earth: A review, 1970-1980.* In: Glover, J.E., Groves, D.I. (eds.), *Archaean Geology, Second International Archaean Symposium, Perth 1980.* Geological Society of Australia Special Publication 7, pp. 3-18.
- McDonough, W.F., Sun, S. Ringwood, A.E., Jagoutz, E., 1992. *K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle.* Geochim. Cosmochim. Acta, v. 56, n. 3, p. 1001-1012.
- Moore, E.M., 1986. *The Proterozoic Ophiolite Problem, Continental Emergence, and the Venus Connection.* Science, 243: 65-68.
- Morimoto, N., 1988. *Nomenclature of pyroxenes.* American Mineralogist, Lancaster, v. 73, p. 1123-1133.
- Mullen, E.D., 1983. *MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.* Earth Planetary Science Letters 62, 53-62.
- Muntener, O., Piccardo, G.B., 2003. *Melt migration in ophiolites: the message from Alpine–Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins.* In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (eds.). *Ophiolites in Earth History.* Geological Society of London Special Publication, v.218, p. 69-89.
- Nisbet, E.G., 1982. *The tectonic setting and petrogenesis of komatiites.* In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (eds.) *Komatiites.* pp. 501-520. London: George Allen and Unwin.
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y., Kato, Y., 1996. *Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-ocean ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, Western Australia.* Lithos 37, 199–221.
- Parrish, R.R., 1987. *An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology.* Isotope Geoscience, 66:99-102.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.* Earth Planet. Sci. Lett. 19, 290–300.
- Pearce, J.A., 2008. *Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust.* Lithos 100, 14-48.

- Philpotts, A. R. 1990. *Igneous Rock Associations*. In: Philpotts, A. R. 1990. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. pp. 275-315.
- Piccardo, G.B., 2003. *Mantle processes during ocean formation: petrologic records in peridotites from the Alpine-Apennine ophiolites*. Episodes, 26:193-199.
- Polat, A., Kerrich, R., Wyman, D.A., 1998. *The late Archean Schreiber –Hemlo and White River– Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaux, oceanic area, and subduction – accretion complexes*. Tectonophysics294, 295–326.
- Rampone, E.; Piccardo G.B., 2000. *The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: New insights from the Northern Apennine (Italy)*. In: J. Dilek, E. Moores, D.Elthon& A.Nicolas (eds.) - Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from Field Studies and Ocean Drilling program.Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, v.349, p. 21-34.
- Richard, L.R., 1995. *Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system*. Versão 2.02. Copyright (1988-1995).
- Richard, L. R.; Clarke, D., 1990. *Amphibol: a program for calculating structural formulae and for classifying and plotting analyses of Amphiboles*. American Mineralogist, Lancaster, v. 75, p. 421-423.
- Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E., 1989. *Flood basalts and hot-spot tracks; plume heads and tails*. Science 246, 103–107.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Harlow, England,352p.
- Santos, E.J., 1996. Ensaio Preliminar sobre terrenos e tectônica Acrescionária na Província Borborema. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador 6, 47–50.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L., 2008. Suíte Serrote das Pedras Pretas: a provável crosta oceânica Cariris Velhos do terreno Alto Pajeú, Província Borborema. XLIV Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p. 37.
- Shervais, J.W., 1982. *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 101-118.
- Sleep, N.H., Windley, B.F. 1982. *Archean plate tectonics: constraints and inferences*. J. Geol., 90: 363-379.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model*. Earth and Planetary Science Letters, v. 26, nº.2, p. 207-221.
- Steiger, R. H., Jager, E., 1977. *Subcomission on geochronology: conventions on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the geologic time scale*. A.A.P.G. Studies in Geology, v. 6, p. 67-71.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., and Saunders, A.D. 1991. *Are oceanic plateaus sites of komatiite formation?* Geology, 19:376-379.
- Sun, S.S., 1980. *Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle*. Geochimica et Cosmochimican Acta, v. 46, p. 179-192.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. *Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, v.42, p. 313-345.
- Sylvester, P.J., Campbell, I.H., Bowyer, D.A., 1997. *Niobium/Uranium evidence for early formation of the continental crust*. Science 275,521–523.
- Tarling, D. H. 1980. *Lithosphere evolution and changing tectonic regimes*. Geol. Soc. London Quart. J., v. 137, p.459-465.
- Thompson,R.N., 1983. *Book Review: Komatiites*. Journal of Petrology, 24, 319-320.
- Thurston, P.C., Ayres, L.D., Edwards, G.R., Gelinas, L., Ludden, J.N., and Verpaelst, P., 1985. *Archean bimodal volcanism*. In: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card and W. Weber (Eds.), Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Geological Association of Canada Special Paper 28, pp. 7-22.
- Thurston, P.C. 1994. *Archean volcanic patterns*. In: Condie, K.C. (ed.). 1994. Archean Crustal Evolution. Chapter 2.pp.45-84.
- Tomlinson, K.Y., Condie, K.C., 2001. *Archean mantle plumes:evidence from greenstone belt geochemistry*. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification Through Time. Geological Society of America Special Paper,vol. 352, pp. 341–357.

- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. *U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon*. *Precambrian Res.* 67, 321–347.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan-African– Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 pp.
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. *U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions*. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 267–288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silv Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. *Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*. Geological Society, London, Special Publications 294, 69-99.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. *The Borborema shear zone system, NE Brazil*. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 247– 266.
- Wager, L. R., Brown, G. M., 1968. *Layered igneous rocks*. San Francisco: Freeman, 588p.
- Wyllie, P.J., 1967. *Ultramafic and related rocks*. Ed. John Wiley e Sons, Inc. 464 p.
- Windley, B.F., 2005. *Precambrian ophiolites and related rocks*. Book review. *Precambrian Res.*, 138:181-182.
- Windley, B.F., 1995. *The Evolving Continents (3^d edition)*. Ed. John Wiley e Sons, Inc. Chichesters.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Ed. Prentice Hall. 697 p.
- Yoder, H.S., Tilley, C.E., 1962. *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock types*. *J. Petrol.* 3, 342-532.

Anexo I

(Localização e Litotipos das amostras estudadas)

Amostra	UTM mE	UTM mN	Litotipo	Unidade
BR-117A	213935	9351937	Websterito	Ultramáfica
BR-117B	213967	9351950	Websterito	Ultramáfica
BR-117C	214008	9351969	Websterito	Ultramáfica
BR-117D	214029	9351985	Websterito	Ultramáfica
BR-117E	214133	9352049	Serpentinito	Ultramáfica
BR-117F	214159	9352040	Serpentinito	Ultramáfica
BR-117G	214221	9352129	Websterito	Ultramáfica
BR-117H	214257	9352163	Websterito	Ultramáfica
BR-117K	214310	9352203	Websterito	Ultramáfica
BR-117L	214178	9352059	Serpentinito	Ultramáfica
BR-117N	214188	9352097	Serpentinito	Ultramáfica
POT-2	214204	9352050	Serpentinito	Ultramáfica
POT-3	214176	9352026	Serpentinito	Ultramáfica
POT-4	214132	9351990	Serpentinito	Ultramáfica
POT-5	214096	9351966	Ortopiroxenito	Ultramáfica
POT-6	213954	9351908	Serpentinito	Ultramáfica
POT-7	214280	9351778	Clinopiroxenito	Ultramáfica
POT-8	214334	9351824	Serpentinito	Ultramáfica
POT-9	214313	9352068	Gabro	Máfica
EB-11	213848	9352112	Gabro	Máfica
EB-12	213804	9352166	Gabro	Máfica
EB-13	213788	9352197	Gabro	Máfica
EB-14	213930	9352114	Gabro	Máfica
EB-15	214044	9352084	Piroxenito	Ultramáfica
EB-17	214058	9352175	Lherzolito	Ultramáfica
ELMO-5	214102	9351860	Piroxenito	Ultramáfica
ELMO-6	214290	9351786	Diversas amostras	Contato
ELMO-6A	Websterito	Ultramáfica
ELMO-6B	Websterito	Ultramáfica
ELMO-6C	Serpentinito	Ultramáfica
ELMO-6D	Gabro	Máfica
ELMO-6E	Websterito	Ultramáfica
ELMO-6F	Gabro	Máfica
ELMO-6G	Websterito	Ultramáfica
ELMO-7	214097	9352565	Piroxenito	Ultramáfica
ELMO-13	214186	9352438	Clinopiroxenito	Ultramáfica
RF/M-1	214162	9352510	Serpentinito	Ultramáfica
RF/M-2	213968	9352610	Serpentinito	Ultramáfica

Anexo II

(Análises Químicas de Minerais: piroxênio, anfibólio, plagioclásio e serpentina)

Análise de microsonda de amostras da Intrusão Riacho da Telha

Litotipo	Antofilita Ortopiroxênio Cumulático											
Amostra	ELMO-6A											
Fase	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox	Pirox
SiO ₂	54,05	56,35	54,61	58,17	57,45	55,60	56,28	56,44	56,29	55,84	56,51	56,39
TiO ₂	0,06	0,00	0,10	0,06	0,02	0,09	0,12	0,00	0,10	0,00	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	3,29	0,62	2,61	0,57	0,62	0,86	0,49	0,67	0,70	0,74	0,52	0,73
FeO	2,79	7,83	3,13	8,00	7,68	7,50	7,80	8,13	7,78	7,59	7,57	6,99
MnO	0,07	0,18	0,09	0,22	0,16	0,17	0,13	0,19	0,17	0,16	0,20	0,16
MgO	22,53	34,51	23,17	30,23	29,84	34,59	34,73	34,68	34,45	34,33	34,18	33,19
CaO	12,43	0,16	11,73	0,41	0,44	0,10	0,14	0,13	0,17	0,17	0,10	0,85
Na ₂ O	0,39	0,01	0,27	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03
K ₂ O	0,05	0,01	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	95,65	99,66	95,77	97,69	96,26	98,92	99,73	100,33	99,76	98,91	99,22	98,52

Análise de microsonda de amostras da Intrusão Riacho da Telha

Litotipo	Hornblenda Gabro		Serpentinito				Hornblenda-Diopsídio Gabro		
Amostra	EB12		POT-8				POT-9		
Fase	Anf	Plg	Sp	Sp	Sp	Sp	Anf	Pirox	Plg
SiO ₂	42,17	56,72	41,86	42,53	39,55	42,13	41,84	49,29	42,51
TiO ₂	1,57	0,01	0,02	0,02	0,22	0,00	0,98	0,37	0,00
Al ₂ O ₃	11,39	27,28	0,05	0,05	12,13	0,16	12,47	3,71	36,36
FeO	19,04	0,06	1,55	1,35	4,32	1,47	11,94	6,98	0,31
MnO	0,18	0,02	0,11	0,04	0,04	0,06	0,22	0,32	0,03
MgO	8,56	0,01	41,62	42,18	28,02	42,65	13,25	13,22	0,01
CaO	11,14	8,54	0,06	0,07	0,13	0,04	12,27	23,29	19,17
Na ₂ O	1,35	6,59	0,01	0,02	0,13	0,04	1,66	0,35	0,32
K ₂ O	0,90	0,04	0,03	0,02	2,47	0,03	0,73	0,00	0,02
Total	96,38	99,26	85,38	86,41	89,02	86,67	95,37	97,54	98,73

Anexo III

(Análises Litogeoquímicas)

Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Maiores, Menores e Traço.

Amostra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	LOI	Sum
BR117A	53,73	3,03	10,9	26,80	3,38	0,160	0,030	0,13	0,01	0,17	0,541	762	24	0,9	100,40
BR117B	53,52	1,13	8,88	33,31	0,92	0,030	0,020	0,07	0,03	0,18	0,55	940	15	0,7	99,45
BR117C	52,78	1,4	9,12	32,81	0,93	0,040	0,020	0,06	0,01	0,15	0,689	964	15	1,3	99,41
BR117D	53,07	2,58	9,32	29,56	2,99	0,120	0,030	0,12	0,04	0,15	0,451	762	24	0,9	99,42
BR117E	54,44	2,76	8,41	28,45	3,45	0,190	0,030	0,10	0,01	0,15	0,752	974	17	1,0	99,87
BR117F	54,73	2,94	9,57	27,23	3,47	0,160	0,030	0,14	0,02	0,16	0,484	769	28	1,0	100,03
BR117G	52,96	0,95	7,24	34,61	0,79	0,030	0,020	0,05	0,03	0,06	0,831	1124	9	1,7	99,38
BR117L	40,88	0,38	5,01	36,17	0,08	0,009	0,009	0,02	0,02	0,04	0,954	3931	6	15,3	99,39
ELMO6A	53,59	0,97	8,80	33,00	1,20	0,030	0,009	0,06	0,03	0,16	0,574	766	15	0,9	99,42
ELMO6B	38,47	0,32	8,19	38,00	0,03	0,009	0,010	0,02	0,05	0,07	0,906	2852	4	12,9	99,37
ELMO6C	46,23	0,23	19,09	24,05	0,06	0,009	0,010	0,02	0,06	0,14	2,000	3727	5	7,5	99,56
ELMO6D	40,58	16,38	15,16	7,18	17,14	0,770	0,200	1,36	0,13	0,17	0,019	100	50	0,6	99,69
ELMO6E	53,81	2,04	8,56	31,77	1,90	0,080	0,020	0,10	0,05	0,15	0,675	794	16	0,2	99,44
ELMO6F	40,81	14,52	17,05	6,67	17,06	0,660	0,180	1,61	0,17	0,18	0,022	147	47	0,8	99,74
ELMO6G	52,32	2,33	9,37	31,26	2,36	0,100	0,020	0,09	0,04	0,16	0,717	870	14	0,6	99,46
POT2	47,63	0,28	7,62	28,86	0,07	0,009	0,030	0,02	<0,01	0,07	1,074	2930	4	13,9	99,91
POT5	57,65	0,77	5,97	30,63	0,79	0,030	0,030	0,02	<0,01	0,08	0,118	2684	3	3,5	99,91
POT8	46,21	0,34	10,88	28,99	0,05	0,009	0,030	0,01	0,02	0,11	1,206	1941	4	11,8	99,88
POT9	39,03	16,06	16,37	7,41	16,96	0,710	0,200	1,37	0,15	0,19	0,016	84	47	1,0	99,48
EB12	52,13	13,46	13,30	5,41	8,80	2,410	1,160	1,15	0,21	0,19	0,003	115	4	1,7	99,95

Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Maiores, Menores e Traço. Continuação.

Amostra	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
BR117A	5,9	<1	150,5	<1	3,1	<0,5	1,3	<0,5	<1	2,1	0,10	0,7	0,2	122	442,4	13,8	5,0
BR117B	21,0	<1	95,8	<0,1	2,4	0,4	0,9	1,1	<1	2,4	0,09	0,3	<0,1	64	0,8	7,1	1,4
BR117C	3,0	<1	125,1	<0,1	2,3	<0,1	0,8	0,5	1	1,0	0,09	0,7	0,1	47	289,6	1,1	4,3
BR117D	14,0	<1	172,3	<0,1	2,8	0,2	2,3	0,6	2	2,3	0,50	0,6	0,1	95	537,6	11,3	5,5
BR117E	1,7	<1	132,5	0,1	3,1	<,5	1,9	0,5	4	2,2	0,40	1,3	0,2	72	410,5	3,8	14,8
BR117F	8,1	<1	146,5	<0,1	2,4	<,5	1,3	<0,5	1	3,1	0,40	0,5	0,2	99	405,7	11,2	6,2
BR117G	5,0	<1	179,6	<0,1	1,4	0,3	1,9	0,5	<1	3,0	0,10	<0,2	0,3	39	324,2	1,9	2,7
BR117L	4,0	<1	89,2	<0,1	0,9	0,1	0,7	0,4	<1	2,3	0,09	0,2	11,1	41	7,4	1,0	4,0
ELMO6A	3,0	<1	121,7	<0,1	1,7	<0,1	0,4	0,6	<1	0,6	0,09	<0,2	<0,1	67	272,3	1,3	1,3
ELMO6B	27,0	<1	121,8	<0,1	1,1	<0,1	<0,1	0,5	<1	1,3	0,09	<0,2	1,5	23	8,3	1,4	0,7
ELMO6C	9,0	<1	156,3	<0,1	1,6	<0,1	0,3	0,7	3	2,6	0,09	<0,2	1,3	70	19,5	<0,1	0,4
ELMO6D	52,0	2	86,4	<0,1	17,0	2,6	8,0	2,1	4	416,6	0,50	1,4	0,5	311	144,2	84,9	27,0
ELMO6E	25,0	<1	101,6	<0,1	2,4	0,3	0,8	0,4	<1	3,4	0,09	<0,2	0,2	77	161,7	8,5	2,3
ELMO6F	19,0	<1	85,8	0,2	21,0	3,0	6,6	4,4	2	341,8	0,60	1,7	0,4	320	123,6	109,1	32,5
ELMO6G	2,0	<1	106,4	<0,1	2,8	0,3	<0,1	<0,1	1	1,1	1,10	0,4	0,2	79	164,2	8,0	3,4
POT2	2,5	<1	107,4	<0,1	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<1	5,2	0,09	<,1	3,1	32	14,6	0,7	3,2
POT5	1,0	<1	89,6	<0,1	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1	1,5	0,10	0,5	0,1	8	120,0	1,2	2,2
POT8	47,8	<1	117,0	0,1	1,3	<0,5	<0,5	0,5	1	3,5	0,10	<0,1	1,5	50	61,3	1,0	6,3
POT9	13,2	3	113,2	<0,1	19,7	2,3	5,2	1,3	4	415,5	0,40	1,4	0,4	343	210,9	87,4	30,3
EB12	463,4	1	90,4	0,3	13,8	2,4	5,5	65,2	1	186,1	0,40	0,3	0,1	339	292,9	87,8	31,0

Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Maiores, Menores e Traço. Continuação.

Amostra	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
BR117A	<0,1	0,3	0,2	5	154,8	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	12,7	0,01	<0,1	<0,5
BR117B	3,6	2,1	0,6	6	176,9	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
BR117C	<0,1	1,4	0,4	3	121,8	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	32,5	<0,01	<0,1	<0,5
BR117D	<0,1	1,2	0,2	5	95,2	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	7,5	<0,01	<0,1	<0,5
BR117E	<0,1	0,3	0,2	3	112,9	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	20,3	0,01	<0,1	<0,5
BR117F	0,1	0,4	0,2	5	110,3	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	14,0	<0,01	<0,1	<0,5
BR117G	<0,1	0,8	0,2	3	417,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	31,5	<0,01	<0,1	<0,5
BR117L	<0,1	1,1	<0,1	8	4354,4	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	5,4	0,02	<0,1	<0,5
ELMO6A	<0,1	0,3	0,2	1	29,8	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	31,4	<0,01	<0,1	<0,5
ELMO6B	<0,1	0,7	0,9	14	3216,5	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,7	<0,01	<0,1	<0,5
ELMO6C	0,2	0,5	4,8	19	2825,7	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	6,9	0,04	<0,1	<0,5
ELMO6D	0,4	279,3	8,3	7	37,1	<0,5	<0,1	<0,1	1,0	0,2	15,7	<0,01	<0,1	<0,5
ELMO6E	<0,1	0,5	<0,1	3	39,5	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	14,5	<0,01	<0,1	<0,5
ELMO6F	0,3	4,8	12,4	8	79,4	<0,5	<0,1	<0,1	0,9	<0,1	43,2	<0,01	<0,1	<0,5
ELMO6G	<0,1	0,4	0,1	2	59,6	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	9,8	<0,01	<0,1	<0,5
POT2	0,1	0,6	0,2	10	2805,4	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
POT5	<0,1	0,2	0,1	5	599,9	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
POT8	0,8	2,1	26,3	22	1994,8	1,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
POT9	0,3	2616,1	8,1	9	38,8	<0,5	0,1	<0,1	5,5	2,1	414,4	<0,01	<0,1	<0,5
EB12	0,7	55,5	4,3	39	62,1	<0,5	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	7,6	0,01	0,1	<0,5

Análises de geoquímica de rocha total – Elementos Terras Raras.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S
BR117A	2,2	5,4	0,72	2,7	0,80	0,16	0,80	0,150	0,79	0,16	0,48	0,08	0,45	0,07	0,06	0,01
BR117B	1,2	1,9	0,26	0,6	0,11	0,05	0,14	0,040	0,22	0,05	0,11	0,03	0,17	0,03	0,07	0,03
BR117C	0,8	1,5	0,25	0,7	0,19	0,04	0,41	0,080	0,59	0,14	0,51	0,08	0,46	0,08	0,02	0,02
BR117D	2,4	4,3	0,63	1,9	0,60	0,11	0,75	0,150	0,9	0,18	0,54	0,09	0,51	0,07	0,05	0,04
BR117E	2,9	6,9	0,86	3,8	1,10	0,16	1,43	0,340	2,08	0,44	1,32	0,23	1,37	0,22	0,05	<0,01
BR117F	3,0	5,9	0,71	2,9	0,80	0,14	0,88	0,190	1,00	0,19	0,67	0,10	0,54	0,08	0,04	<0,01
BR117G	2,7	2,1	0,56	1,7	0,29	0,09	0,36	0,060	0,39	0,09	0,27	0,04	0,21	0,04	0,03	0,03
BR117L	0,6	0,2	0,19	0,6	0,24	0,06	0,36	0,050	0,28	0,07	0,30	0,04	0,20	0,03	0,08	<0,02
ELMO6A	0,5	1,1	0,16	0,2	0,11	0,04	0,17	0,030	0,23	0,04	0,16	0,03	0,20	0,03	0,03	<0,02
ELMO6B	0,8	0,2	0,08	0,2	0,04	0,01	0,06	0,009	0,09	0,01	0,07	0,02	0,07	0,01	0,04	<0,02
ELMO6C	0,5	0,4	0,06	0,2	0,04	0,01	0,04	0,009	0,11	0,01	0,07	0,01	0,04	0,009	0,03	<0,02
ELMO6D	8,3	18,6	2,65	12,4	3,11	0,95	3,79	0,710	4,27	0,92	2,80	0,45	2,70	0,41	0,02	<0,02
ELMO6E	1,3	2,6	0,33	1,1	0,32	0,06	0,38	0,060	0,37	0,09	0,36	0,04	0,25	0,04	<0,02	<0,02
ELMO6F	11,0	24,7	3,49	16,4	4,02	1,41	4,67	0,900	5,43	1,11	3,51	0,53	3,16	0,50	0,03	<0,02
ELMO6G	1,1	2,8	0,31	1,4	0,42	0,10	0,45	0,100	0,58	0,11	0,39	0,06	0,35	0,07	<0,02	<0,02
POT2	0,5	0,4	0,17	0,8	0,20	0,04	0,30	0,050	0,31	0,06	0,18	0,04	0,14	0,02	0,04	0,02
POT5	0,7	0,6	0,19	0,9	0,20	0,04	0,26	0,060	0,41	0,07	0,26	0,04	0,30	0,05	0,03	<0,01
POT8	1,5	2,0	0,31	1,4	0,40	0,04	0,78	0,110	0,55	0,11	0,31	0,04	0,17	0,02	0,05	0,01
POT9	9,5	23,2	3,01	13,8	3,60	1,03	4,18	0,850	4,95	0,98	3,10	0,50	2,75	0,46	0,02	0,07
EB12	10,8	22,5	3,39	15,0	3,80	1,07	4,20	0,860	5,03	0,99	3,07	0,46	2,65	0,44	0,10	0,04

Anexo IV

(Análises Isotópicas – Isótopos Sm-Nd)

Análises Isotópicas de Sm-Nd

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(\text{o})$	T_{DM} (Ma)
BR-117A	0,05	0,27	0,1219	0,511127 ±29	-29,48	3005
BR-117A	0,062	0,309	0,1207	0,511338 ±27	-25,36	2799
BR-117B	1,39	4,73	0,1785	0,512152 ±18	-9,47	4153
BR-117C	10,68	68,74	0,0944	0,510843 ±12	-35,01	2697
BR-117C	10,67	68,52	0,0942	0,510862 ±12	-34,64	2780
BR-117D	10,68	68,74	0,0944	0,510843 ±8	-35,1	2697
BR-117E	1,11	3,7	0,1816	0,512431 ±19	-4,04	2968
BR-117F	0,72	2,76	0,159	0,511643 ±17	-19,4	4062
BR-117G	0,11	0,55	0,1164	0,511665 ±60	-22,13	2404
BR-117G	0,11	0,556	0,1207	0,511665 ±58	-18,98	2247
BR-117N	0,1	0,47	0,1352	0,51158 ±23	-20,64	2849
BR-117L	0,24	0,79	0,1869	0,511462 ±22	-22,94	-
POT-2	0,168	0,516	0,1974	0,510128 ±75	-48,960	-
POT-5	0,267	0,969	0,1664	0,510751 ±27	-36,810	-
POT-9	3,586	13,694	0,1583	0,511980 ±18	-12,840	2,95
ELMO-6A	0,0373	0,2106	0,1071	0,511615+/-22	-19,95	2,03
ELMO-6B	0,119	0,48	0,1498	0,511661	-19,07	3,35
ELMO-6C	0,038	0,1125	0,204	0,512071 ±30	-11,07	-
ELMO-6D	3,258	45,75	0,030	0,511175+/-06	-28,54	1,66
ELMO-6E	0,285	1,246	0,1381	0,511514+/-35	-21,93	3,11
ELMO-6F	4,099	15,511	0,1597	0,511881+/-07	-14,76	-
ELMO-6G	0,418	1,762	0,1436	0,511702+/-12	-18,26	2,93

Análises Isotópicas de U-Pb

Amostra	Razão 6/4	Razão 7/6	Razão 7/5	Razão 6/8	Rho	Idade 7/6 Corrigida	Idade 7/5 Corrigida	Idade 6/8 Corrigida
003-Z-1-1-15	18684	0,21159	14,66980	0,50279	0,84	2515,0	2790,9	2624,2
004-Z-2-11-30	11910	0,20972	14,46438	0,50019	0,91	2507,0	2775,7	2612,1
007-Z-3-1-40*	-2040	0,20885	11,96975	0,41563	0,93	2066,8	2631,2	2254,3
008-Z-4-1-15	-5701	0,19674	13,23000	0,48767	0,91	2478,2	2707,3	2565,8
008-Z-4-25-40	-8880	0,22256	17,02959	0,55492	0,88	2771,0	2942,7	2849,0
011-Z-5-1-40*	-3829	0,23908	21,34120	0,64737	0,92	3311,1	3167,4	3226,1
012-Z-6-1-33	-17758	0,22500	16,93066	0,54569	0,96	2708,4	2934,0	2809,0
015-Z-7-1-20	-8863	0,23976	21,61812	0,65390	0,93	3363,3	3172,4	3247,0
016-Z-8-5-25	-4125	0,22955	18,50262	0,58454	0,94	2920,4	3029,2	2974,7
019-Z-9-1-15	-192026	0,22712	17,48778	0,55839	0,92	2774,2	2962,3	2860,1
020-Z-10-10-25	-22856	0,21794	14,91939	0,49646	0,89	2461,7	2812,6	2599,9
023-Z-11-1-20	-13975	0,22251	14,70131	0,47915	0,91	2358,6	2800,1	2525,7
024-Z-12-1-40	-51831	0,20681	14,34716	0,50311	0,95	2531,9	2774,1	2627,7
027-Z-13-1-35	-433356	0,22906	17,83121	0,56455	0,92	2801,0	2980,8	2885,5
028-Z-14-10-30	-8718	0,23762	19,23413	0,58703	0,89	2900,0	3059,6	2981,0
031-Z-15-20-40	-5759	0,23497	19,31207	0,59606	0,86	2969,1	3066,6	3019,4
032-Z-16-1-34	115764	0,22766	17,23801	0,54913	0,91	2718,3	2947,7	2821,3
035-Z-17-1-40*	-11233	0,22678	18,39832	0,58836	0,89	2955,4	3015,6	2985,5
036-Z-18-1-25	29557	0,22800	18,25909	0,58077	0,74	2903,7	3001,7	2950,9
039-Z-19-1-40*	6480	0,22188	15,53686	0,50782	0,89	2509,2	2840,0	2642,7
040-Z-20-1-40*	1641	0,23716	20,35783	0,62252	0,93	3134,1	3076,3	3100,4

Amostra EB-12 – Diopsídio-Hornblenda Gabro Fanerítico Médio